Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde

der

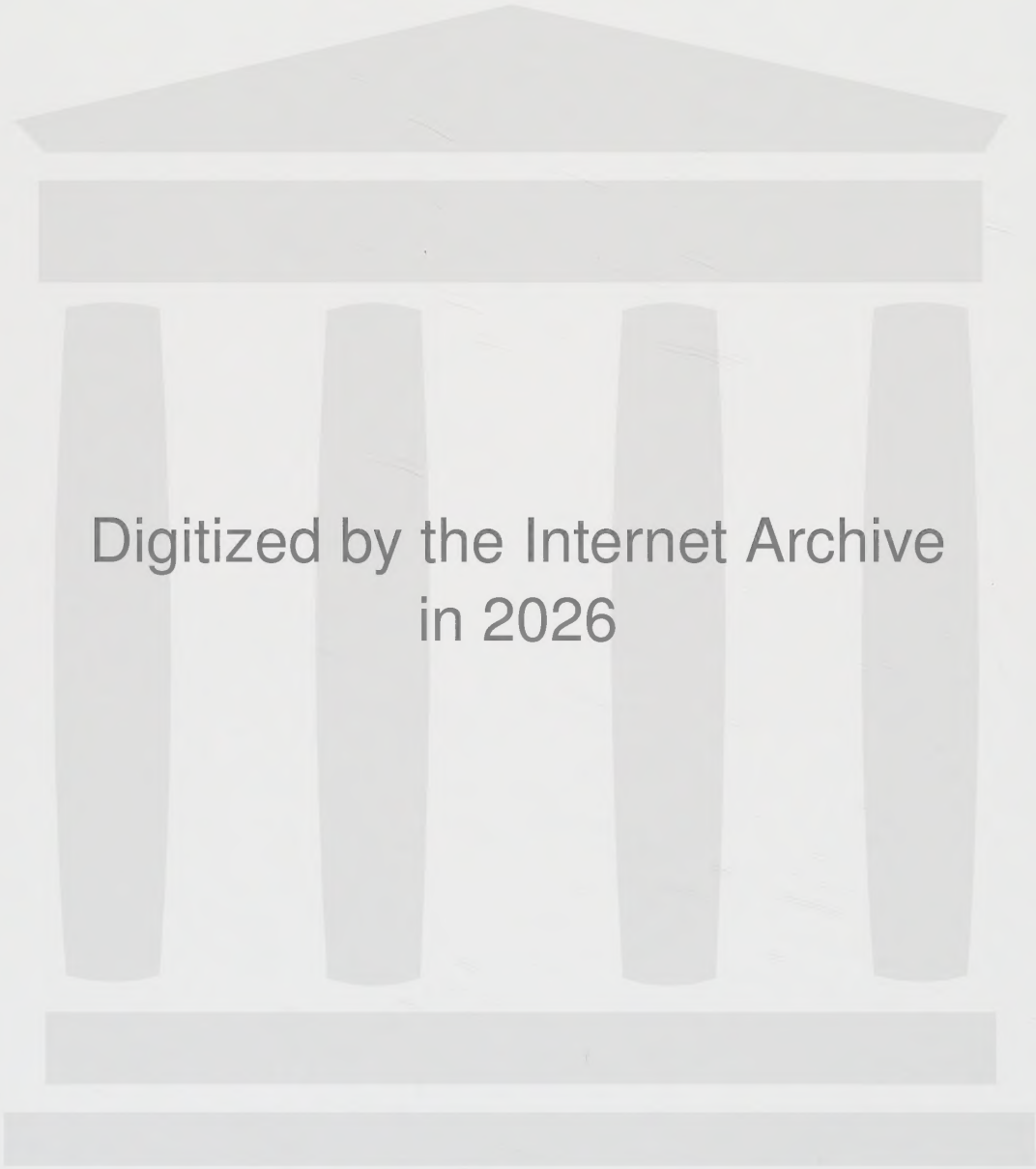
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

Vorgelegt von Peter Stock aus Berlin

1970

Peter Stock Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, Tchad


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548902_0024

Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

Vorgelegt von Peter Stock aus Berlin

Lebenslauf

Am 9. April 1938 wurde ich, Peter Stock, als Sohn des Arztes Dr. med. Wolfgang Stock und seiner Ehefrau Caroline Stock, geb. Hörig, in Berlin geboren.

In Grötzingen (Württ.) wurde ich 1945 eingeschult; in das Gymnasium in Tübingen trat ich 1950 ein und legte 1959 die Reifeprüfung am Gymnasium Nürtingen ab.

Von 1959 bis 1960 leistete ich den Wehrdienst ab. Im Sommersemester 1960 begann ich das Studium der Geologie an der Universität Tübingen. Im Sommersemester 1961 wechselte ich an die Freie Universität Berlin über. Hier legte ich 1963 die Diplom-Geologen-Vorprüfung ab.

Im selben Jahr heiratete ich Erika Stock, geb. Berg. Am 22. 7. 1963 wurde unsere Tochter Silke geboren.

Die Diplom-Geologen-Hauptprüfung bestand ich im Dezember 1967.

Meine akademischen Lehrer waren

an der Universität Tübingen:
W. V. ENGELHARDT, O. H. SCHINDEWOLF

an der Freien Universität Berlin:
G. BISCHOFF, P. GIESE, W. D. GRIMM, K. F. JAHR, W. K. KÜHNE, F. K. LIST, K. R. MEHNERT, M. RICHTER, H.-J. SCHNEIDER.

UNIV. LEIDEN BIBL.

1. Berichterstatter: Prof. Dr. F. K. List
2. Berichterstatter: Prof. Dr. H.-J. Schneider
Tag der mündlichen Prüfung: 26. 6. 1970
Tag der Promotion: 26. 6. 1970

D 188

Zugleich Heft 14 der Berliner Geographischen Abhandlungen.

Selbstverlag des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin 1972.

Inhalt

Vorwort		7
1.	Einleitung	8
2.	Übersicht über Geologie, Klima und Morphologie des Tibesti-Gebirges	8
2.1	Lage des Gebietes	8
2.2	Erforschungsgeschichte	8
2.3	Geologischer Überblick	9
2.4	Bemerkungen zu Klima und Vegetation	9
2.5	Morphologie	10
3.	Arbeitsgrundlagen	10
3.1	Luftbilder	10
3.1.1	Luftbilder im Maßstab 1 : 50 000 (I. G. N. Paris)	10
3.1.2	Luftbilder im Maßstab 1 : 20 000 (Aero Exploration, Frankfurt)	11
3.2	Instrumente	11
4.	Zur Technik der photogeologischen Auswertung	12
4.1	Qualitative Auswertung (Interpretation)	12
4.2	Quantitative geologische Auswertung (Messung)	13
4.3	Zeitaufwand	14
4.4	Herstellung der photogeologischen Karten	14
4.5	Photogeologische Karten	15
5.	Gesteinseinheiten und Morphologie	15
5.1	Lockergesteine	15
5.1.1	Rezente Flußbetten	16
5.1.2	Terrassen	16
5.1.3	Schwemmfächer und Pedimente	17
5.1.4	Dünen und Flugsandflächen	17
5.1.5	Hangschutt	17
5.2	Festgesteine	18
5.2.1	Die Vulkanite	18
5.2.2	Die Sandsteine	19
5.2.3	Das Präkambrium	22
5.2.3.1	Die Metamorphite des Oberen Tibestien	22
5.2.3.2	Die Granite des Oberen Tibestien	24
6.	Tektonik	26
6.1	Der Faltenbau im Oberen Tibestien	27
6.1.1	Photogeologische Auswertung von Faltenstrukturen	27
6.1.2	Beschreibung verschiedener Falten aus dem Luftbild	28
6.1.3	Faltenbau im Arbeitsgebiet	30
6.2	Die Bruchtektonik	30
6.2.1	Die Photolineationen	31
6.2.2	Zur Technik der Auswertung von Photolineationen	31
6.2.3	Störungen	32
6.2.4	Lineamente	34
6.2.5	Klüfte	34
6.2.6	Vergleich der Bruchtektonik im Sandstein, Granit und in den Metamorphiten	37
6.2.7	Diskussion der Ergebnisse	38
7.	Überprüfung der photogeologischen Ergebnisse im Gelände	40
7.1	Der Sandstein	40
7.2	Das Obere Tibestien	42
7.2.1	Die Metamorphite	42
7.2.2	Die Plutonite	46
8.	Zusammenfassung	47
9.	Résumé	48
10.	Summary	49
11.	Literatur	51
12.	Entwässerungsbecken 5-7	

Anlagen:

I Photogeologische Karte des Gebietes nördlich von Bardai, Tchad (1 : 100 000)

II Tektonische Karte des Gebietes nördlich von Bardai, Tchad (1:100 000)

III Photogeologische Karte des Entwässerungsnetzes im Bereich des Arogoud (1 : 50 000)

IV Photogeologische Karte „Ofouni" (1 : 50 000)

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand während der Jahre 1968 und 1969 am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin. Die Geländearbeit wurde im Sommer 1969 von Bardai, Tchad, aus durchgeführt. Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H.-J. Schneider, gilt mein Dank für die Vergabe der Arbeit und die verständnisvolle Förderung, die er ihr entgegenbrachte.

Für die stetige, anregende Hilfsbereitschaft und für sein Interesse an den vielfältigen Problemen dieser Arbeit danke ich Herrn Prof. Dr. F. K. List.

Mein besonderer Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. J. Hövermann, durch dessen großzügige Unterstützung ein Aufenthalt in der Forschungsstation Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin ermöglicht wurde.

Nicht zuletzt schulde ich allen den Kollegen und Mitarbeitern Dank, die strittige Fragen der Arbeit mit mir diskutierten.

Anmerkung der Redaktion:
Die im Anhang befindlichen Karten wurden nach den Originalvorlagen ohne Korrekturen des Autors gedruckt, da sich der Autor im Ausland befand.

1. Einleitung

In den letzten Jahren hat die Photogeologie ständig an Bedeutung zugenommen und stellt jetzt eine selbständige Arbeitsrichtung innerhalb der Erdwissenschaften dar. Die geologische Luftbildinterpretation, wie sie zuerst bei der Erdölexploration gehandhabt wurde, diente in erster Linie dazu, weitgespannte geologische Strukturen mit Hilfe des Luftbildes zu erfassen. Nachdem die Vorteile der Photogeologie sich abzuzeichnen begannen, wurde die Luftbildinterpretation auch auf den Gebieten der Ingenieurgeologie, der Hydrogeologie und der Erzprospektion angewandt.

In der Folgezeit beschränkte man sich nicht mehr darauf, Luftbilder qualitativ auszuwerten, sondern die Möglichkeit, exakte Messungen im Luftbild durchzuführen, wurde ein wichtiger Bestandteil der Photogeologie. Diese quantitative Photoauswertung reicht von Einzelmessungen im Stereopaar bis hin zur Darstellung des geologischen Bildinhaltes in photogeologischen Karten, deren Grundlage mit Hilfe von Luftbildern erarbeitet wurde.

Die vorliegende photogeologische Arbeit beschäftigt sich intensiv nicht nur mit der qualitativen geologischen Auswertung und Interpretation von Luftbildinhalten, sondern bedient sich auch der Möglichkeit, Messungen direkt im Luftbild vorzunehmen und geologische und tektonische Ergebnisse kartographisch darzustellen.

Das Arbeitsgebiet liegt am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara. Hier sind die Verhältnisse für photogeologische Untersuchungen sehr günstig. Die Geländearbeit konnte von der in Bardai, Tchad, Zentral-Afrika, gelegenen Forschungsstation der Freien Universität Berlin aus durchgeführt werden.

Der Schwerpunkt der Arbeit lag auf der Untersuchung photogeologischer Methoden und der Möglichkeit ihrer praktischen Anwendung. Dafür bietet die Morphologie und Geologie am Nordrand des Tibesti-Gebirges die günstigsten Voraussetzungen. Hier wird gefaltetes Präkambrium, in das Granite eindrangen, z. T. von Sandsteinen und Vulkaniten überlagert. Da dieses Gebiet von WACRENIER (1958) u. a. in einer großmaßstäblichen Übersichtskartierung erfaßt ist, konnte, auf seinen Ergebnissen aufbauend, der Versuch unternommen werden, die Gesteine in „Gesteinseinheiten" im photogeologischen Sinne zu untergliedern.

Darüber hinaus lag das Studium der präkambrischen Faltenstrukturen und der Bruchtektonik des Gebietes nahe. Diese Untersuchungen wurden z. T. anhand von Luftbildern mit unterschiedlichem Maßstab vorgenommen. Dabei sollten die Vor- und Nachteile der verschiedenen Luftbildmaßstäbe für dieses Gebiet ermittelt werden. Der Vergleich beschränkte sich aber nicht nur auf die geologische Luftbildinterpretation, sondern dehnte sich auch auf die mit der kartographischen Darstellung der Daten verknüpften Probleme aus. Inwieweit die angewandten Methoden für geologische Untersuchungen wirtschaftlich und für die praktische Anwendung vorteilhaft sind, sollte in der vorliegenden Arbeit kritisch untersucht und im Gelände kontrolliert werden.

2. Übersicht über Geologie, Klima und Morphologie des Tibesti-Gebirges

2.1 Lage des Gebietes

Im Norden der Republik Tschad erhebt sich das Tibesti-Gebirge. Es erstreckt sich zwischen 19 ° und 24 ° nördlicher Breite und 15 ° und 20 ° östlicher Länge. Die höchsten Vulkangipfel des Tibesti ragen mehr als 3400 m über NN empor.

Das bearbeitete Gebiet, das etwa 1500 km² umfaßt, befindet sich auf der Nordabdachung des Gebirges und beginnt etwa 20 km nordöstlich des Ortes Bardai. Die westliche Grenze des Untersuchungsgebietes bildet das Enneri Bardagué (16 °, 50'). Im E endet das Gebiet in der Depression des Enneri Mécheuf und des Enneri Direnao (17 °, 10'). Der südliche und nördliche Kartenrand verlaufen etwa bei 21 °, 30' und 21 °, 50' nördlicher Breite.

2.2 Erforschungsgeschichte

Gustav NACHTIGAL war der erste Europäer, der im Sommer 1869 durch die mittlere Sahara bis ins Tibesti-Gebirge vordrang. In seinem 1879 erschienenen Reisebericht veröffentlichte er die ersten Kartenskizzen und beschrieb die eindrucksvollen Vulkane.

Im Zuge der Erforschung des Tibesti begannen dann TILHO (1920) und LACROIX (1919) die systematische Erforschung mit der Erstellung einer Übersichtskarte und der Untersuchung des Vulkanismus des Emi Koussi. Aber erst 1930-31 wurde unter der Leitung des Geologen DALLONI eine wissenschaftliche Mission durchgeführt, die von Faya aus Expeditionen in das Gebirge unternahm. 1934 erschien der Bericht, der die geologischen und geographischen Ergebnisse enthielt (DALLONI, 1934). Hier wurden die ersten Beschreibungen der schon als präkambrisch erkannten Metamorphite und Plutonite gegeben (CHOUBERSKY in DALLONI, 1934). Außerdem erfolgte die stratigraphische Gliederung der paläozoischen und mesozoischen Sedimente am Rande des Gebirges. CORSIN (in DALLONI, 1934) beschrieb die fossilen Hölzer, die DALLONI bei Aozou und Bardai fand, als *Dadoxylon* (Devon-Tertiär). Darüber hinaus vermittelt der Bericht die Grundzüge des tektonischen Bauplanes des Tibesti und beschäftigt sich sehr ausführlich mit dem Vulkanismus.

Abb. 1 Geologische Übersichtskarte und Lage des Arbeitsgebietes (Pfeil). Ausschnitt aus: Carte tectonique internationale de l'Afrique, 1 : 5 000 000, Blatt 2, 1968. Vulkanite (weiß), Mesozoikum (hellgrau), Paläozoikum (dunkelgrau), Präkambrium (hellgrau).

Danach erschienen von DESIO (1939), LELUBRE (1946) und MONOD (1949) Arbeiten, die sich mit unterschiedlichen Gebieten des Tibesti befaßten.

Von 1954 bis 1959 arbeiteten vier geologische Missionen im Tibesti-Gebirge (Service Géologique de la Direction des Mines et de la Géologie de l'Afrique Equatorial Française).

Die Ergebnisse der ersten drei Missionen, die unter der Leitung der Geologen G. GERARD, H. HUDELEY, Ph. WACRENIER und P. VINCENT das Tibesti-Gebirge nördlich des 16. Breitengrades untersuchten und kartierten, liegen in einer geologischen Karte mit Erläuterungen vor (WACRENIER, 1958). Die letzten beiden Missionen (1957-1959) standen unter der Leitung von P. VINCENT.

Es wurde im besonderen das Granitmassiv des Yedri untersucht. Während des zweiten Geländeaufenthaltes beschäftigte sich P. VINCENT ausführlich mit dem Vulkanismus des Tibesti-Gebirges. Die Ergebnisse seiner Arbeiten über den Vulkanismus des Tibesti-Gebirges veröffentlichte er 1963. Ein Teil der noch unveröffentlichten Kartierung wurde von VINCENT mit Hilfe der seit 1955 vorhandenen Luftbilder vorgenommen.

1964 gründete Prof. Dr. J. HÖVERMANN, Geomorphologisches Laboratorium der Freien Universität Berlin, eine Außenstation in Bardai. Die seither durchgeführten Forschungsarbeiten befassen sich überwiegend mit dem Problem der Stockwerksgliederung des Tibesti-Gebirges und seiner Umgebung in klimatisch-morphologischer und landschaftskundlich-morphologischer Sicht.

KLITZSCH (1970) beschreibt, gestützt auf ein zehnjähriges Studium der geologischen Zusammenhänge, die Strukturgeschichte der Zentralsahara.

2.3 Geologischer Überblick

Zwischen dem paläozoisch angelegten Murzuk-Becken im NW und dem im SE gelegenen Kufra-Becken erhebt sich das Tibesti-Gebirge, dessen Vulkangipfel bis zu 3415 m über NN aufragen. Nach KLITZSCH (1965; 1970 u. a.) kreuzen sich im Tibesti die kaledonisch angelegte Tripoli-Tibesti-Schwelle und die variskische Tibesti-Syrte-Schwelle (Abb. 8).

Der Vulkanismus des Tibesti ist an den Ostrand der NNE-SSW streichenden Tibesti-Syrte-Schwelle gebunden (KLITZSCH, 1970). Die Tibesti-Syrte-Schwelle beginnt sich während des Jungpaläozoikums zu heben, aber erst im Jura und in der Kreide erreichen die bruchtektonischen Bewegungen ihren Höhepunkt. Die Schwelle reagiert wie ein starrer Block, der auf sein nordwestliches Vorland aufgeschoben wird. Daher erscheint auch am NW-Rand der Schwelle eine Verwerfungszone mit überwiegend aufschiebendem Charakter, die von Faltung begleitet wird (KLITZSCH, 1970; 493). Am W-Rand beobachtet man dagegen eine Zone, in der Abschiebungen lange, NNE-SSW verlaufende Horste und Gräben entstehen lassen. Neben den vertikalen Bewegungen an den Störungen, die oft einige hundert Meter betragen können, treten auch Horizontal-Verschiebungen auf, die einen generellen Versatz der östlichen Scholle nach NW erkennen lassen (KLITZSCH, 1970; VINCENT, 1963).

Die Schwellenbildung führt dazu, daß der präkambrische Sockel am Nordrand des Tibesti-Gebirges in weiten Flächen zutage tritt. Die überlagernden Sedimente wurden abgetragen und in das Murzuk- und Kufra-Becken geschüttet. Anstehend erscheinen sie am Rand des Gebirges als randparallele Schichtstufen, die flach ins Murzuk- und Kufra-Becken einfallen.

Das Präkambrium des Tibesti, das aus Metamorphiten und in diese eingedrungenen Plutoniten besteht, wird von WACRENIER (1957; 1958; 1959) in zwei Serien gegliedert: das „T i b e s t i e n i n f é r i e u r" und das „T i b e s t i e n s u p é r i e u r", die entfernt mit dem Suggarien (Präkambrium I) und dem Pharusien (Präkambrium II) des Hoggar vergleichbar sind.

Beide Serien sind intensiv gefaltet; die Faltenachsen streichen in beiden Serien NE-SW.

In diese Serien drangen syn- bis posttektonisch Plutonite ein, die granitische Zusammensetzung zeigen.

Zwischen Bardai und Aozou liegen dem Präkambrium direkt Sandsteine auf, die nach den Untersuchungen von DALLONI (1934), WACRENIER (1958) und VINCENT (1963) kretazisches Alter haben sollen.

Im Gegensatz dazu stellt VINCENT (1963) wie auch KLITZSCH (1965) fest, daß die Sandsteine Ähnlichkeiten mit dem am Gebirgsrand auftretenden altpaläozoischen Sandstein zeigen. Daher stellt KLITZSCH (1970: 467) die Sandsteinvorkommen um Bardai ins Altpaläozoikum.

Im Jungtertiär setzt im Tibesti die Förderung von vorwiegend basaltischen Laven ein. Der Vulkanismus ließ riesige Strato-Vulkane entstehen, die dem Tibesti seinen Gebirgscharakter geben und mit ihren Laven eine Fläche von über 14 000 km² bedecken.

Nach den Untersuchungen von WACRENIER (1958) und VINCENT (1963) u. a. können die Vulkanite in Serien gegliedert werden, die in drei „F o r m a t i o n e n" zusammengefaßt sind.

Die älteste „F o r m a t i o n n o i r e a n c i e n n e" besteht aus zwei Serien, die überwiegend von Basalten aufgebaut werden. Die darauf folgende „F o r m a t i o n c l a i r e a n c i e n n e" setzt sich aus 5 unterschiedlichen, nicht weit verbreiteten, meist sauren vulkanischen Erscheinungsformen zusammen.

Die „F o r m a t i o n n o i r e r e c e n t e" besteht aus quartären, überwiegend basaltischen Laven.

2.4 Bemerkungen zu Klima und Vegetation

Im ganzen Tibesti-Gebirge herrschen aride bis extrem aride Klimabedingungen vor.

In Bardai selbst schwanken die Tagestemperaturen durchschnittlich im Sommer zwischen 15 ° und 42 ° C. Im Winter beobachtet man Werte, die zwischen —5 ° und +30 ° C liegen. In einer Höhe über 1500 m NN sinkt die Temperatur im Winter fast täglich unter 0 ° C.

Die hauptsächlichsten Niederschläge registriert man von Mai bis August. Die Menge der Niederschläge wächst mit der Höhenlage. Auf der Südabdachung ist die Regenmenge größer als auf der Nordabdachung des Tibesti.

Aufgrund von Messungen, die allerdings nur über kurze Zeit vorgenommen wurden, ergeben sich als Mittelwerte für Bardai (etwa 1000 m NN) 10-15 mm, für Höhen über 2000 m NN 100 mm und für Zouar (775 m NN) 40-50 mm Jahresniederschlag.

Die relative Luftfeuchtigkeit in Bardai ist sehr gering. Im Mittel liegt sie um 20-30 %, sinkt aber während der Mittagszeit auf 10 % und weniger ab. (Angaben der Wetterstationen Bardai und Trou-Natron, Geomorphologisches Laboratorium der F. U. Berlin.)

KAISER (1967) und KLITZSCH (1963) berichten über starke Niederschläge in der Sahara.

KAISER (1967) berichtet über in der zweiten Mai-Hälfte 1966 länger anhaltende, monsunartige Starkregen in Bardai. (An der Wetterstation wurde für diese Hauptregenzeit 1966 eine Niederschlagsmenge von 56 mm registriert.)

Am 22. Mai 1966 um 17.00 Uhr wurde das erste Abkommen des Enneri Bardagué wahrgenommen, wobei in nur wenigen Stunden ein kräftiger Spiegelanstieg der Wassermassen im Niedrigwasserbett zu beobachten war. Nach kurzem Versiegen wurden am 24. und 26. Mai weitere Abkommen beobachtet.

Im Gegensatz zu großen Teilen der Sahara, in denen keine Vegetation gedeihen kann, gibt es im Tibesti-Gebirge, auch außerhalb der meist kultivierten Oasen und meist an das rezente Flußbett gebunden, eine größere Anzahl von Busch- und Baumgewächsen. SCHOLZ (1967), der den Baumbestand des Tibesti untersuchte, fand 22 unterschiedliche Baumarten, die er drei Vegetationsbereichen zuordnete.

2.5 Morphologie

Die Hebung der Tibesti-Syrte-Schwelle, die an großen parallelen Störungen vor sich ging, ist verantwortlich für die morphologischen Formen im weiteren und höheren Bereich des Tibesti-Gebirges. Der tertiäre und quartäre Vulkanismus baut die höchsten Gipfel auf.

In weitem, nach NE offenem, U-förmigem Bogen umgibt das Tibesti-Gebirge eine leicht zum Murzuk- und Kufra-Becken hin einfallende Schichtstufenlandschaft.

Von N her streicht unter den jüngeren Ablagerungen das Präkambrische Basement aus, dessen Faltenstrukturen durch eine leicht nach S ansteigende Kappungsfläche abgeschnitten werden. Ein dichtes Netz von Kerbtälern durchzieht die Metamorphite und orientiert sich überwiegend an den bruchtektonischen Schwächezonen.

Dem Präkambrium liegen Sandsteine auf, die plateauartigen Charakter zeigen und mit hohen Steilwänden zu den Metamorphiten abbrechen. Hier finden sich auch die tiefsten Schluchten.

Über den Sandsteinen bauen die vulkanischen Serien die hohen kegelförmigen Massive auf. Die Lavaströme bilden flache, nur wenige Grad geneigte, weite Flächen, die von einem sehr feindendritischen Entwässerungsnetz überzogen werden.

Die Strato-Vulkane bauen Gipfel auf, die bis zu 3300 m NN aufragen und auf deren Spitze riesige Calderen erscheinen (Tarso-Voon). Der höchste Vulkan ist der Emi Koussi mit 3415 m; daneben erreichen der Tarso-Toon (2625 m), der Tarso Tieroko (2910 m) und der Pic Toussidé (3265 m) ähnliche Höhen.

Die geomorphologischen Forschungen, die von HÖVERMANN und seinen Mitarbeitern 1962 im Tibesti begonnen wurden, zielten darauf hin, die morphologischen Formen nach klima-morphologischen Gesichtspunkten zu untersuchen. Dabei wurde eine Stockwerksgliederung festgestellt, die das Gebirge in:

1. eine periglaziale Höhenregion mit flächenhaften Schuttbewegungen,

2. eine Region der Wüstenschluchten mit rein fluvialerosiver Formung und

3. die Region des aerodynamischen Reliefs gliedert.

(ERGENZINGER 1968, HAGEDORN 1967, HÖVERMANN 1963, 1967, JÄKEL 1971, OBENAUF 1967, PACHUR 1966, VILLINGER 1967.)

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit einem Teilgebiet auf der Nordabdachung des Gebirges, am Übergang des Sandsteinplateaus zu dem präkambrischen Basement. Es erstreckt sich um 1000 m Höhe und liegt im Einflußbereich der fluvialen Erosion. Das enge Kerbtalnetz arbeitet die Gesteinsunterschiede und Strukturen in den Metamorphiten, Graniten und den Sandsteinen bis in alle Einzelheiten heraus.

3. Arbeitsgrundlagen

3.1 Luftbilder

3.1.1 Luftbilder im Maßstab 1 : 50 000 (I. G. N. Paris)

Seit 1957 ist das gesamte Tibesti-Gebirge mit qualitativ guten Luftbildern gedeckt. Sie können vom Institut Géographique National, Paris, bezogen werden. Es sind Luftaufnahmen im Format 18 x 18 cm; die Kammerkonstante beträgt etwa 125 mm. Bei einem Luftbildmaßstab von rund 1 : 50 000 ergibt sich eine Flughöhe von rund 6500 Metern über Grund.

Die Auswertung wurde an Kontaktabzügen auf einfachem, nicht verzugsfreiem Photopapier durchgeführt.

Die Längsüberdeckung der Luftbilder beträgt im Durchschnitt 60 %; die seitliche Überlappung schwankt zwischen 5 % und etwa 40 %. Die Qualität der Aufnahme

ist im allgemeinen gut, leichte Unschärfen können am Rande der Aufnahmen ab und zu vorkommen.

Die benutzten Luftbilder stammen aus den Serien NF 33 XI und NF 33 XII aus den Jahren 1955 und 1956/57. Sie haben die Nummern:

NF 33 XI Bild-Nr. 080-087, 132-140, 190-195
NF 33 XII Bild-Nr. 021-031, 034-041, 090-094, 190-197, 279-284, 030-035

3.1.2 Luftbilder im Maßstab 1 : 20 000 (Aero Exploration, Frankfurt)

Die Aufnahmen stammen vom Bildflug A vom 7. 2. 1965 der Firma Aero Exploration, Frankfurt/Main, Flughafen. Der Bildmaßstab beträgt etwa 1 : 20 000. Die Luftbilder sind mit einer Wild Reihenmeßkammer aufgenommen, deren Kammerkonstante 153,34 mm beträgt. Die Negative haben ein Format von 23 x 23 cm. Die Abzüge liegen als Hochglanzkopien auf nicht verzugsfreiem Photopapier vor.

Diese Luftbilder erfassen nur einen kleinen Ausschnitt aus dem Arbeitsgebiet. Es sind zwei Bildflüge entlang des Enneri Arogoud und des Enneri Bardagué erfolgt. Die Längsüberdeckung der Luftbilder zeigt große Schwankungen, die seitliche Überdeckung ist ebenfalls sehr unregelmäßig und erreicht an manchen Stellen nicht einmal 5 %.

Die Qualität der Aufnahmen ist gut.

Die fortlaufenden Nummern der Bilder sind 4717 bis 4820. Von den Bildern 4810-4813 wurden Glasdiapositive angewendet.

3.2 Instrumente

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden folgende Geräte benutzt:

a) Spiegelstereoskope
b) Radialsekator
c) Stereotop
d) Luftbildumzeichner.

a) Die Spiegelstereoskope

Für die Luftbildinterpretation fand vorwiegend das japanische Spiegelstereoskop der Firma TOKO Verwendung. Es ist mit Aufsatzlinsen ausgerüstet, die eine Betrachtung des Stereomodells in 3facher Vergrößerung erlauben. Die Aufsatzlinsen sind umklappbar, so daß wahlweise auch das ganze Modell überblickt werden kann. Nach genauer Orientierung der Luftbilder auf die Instrumentenbasis (etwa 25 cm) können mit Hilfe des Stereomikrometers relative Höhenunterschiede gemessen werden.

Da das Gerät ein verhältnismäßig großes Gesichtsfeld besitzt (bei 3facher Vergrößerung einen Kreis von 7 cm Durchmesser), bleiben die geologischen Zusammenhänge auch bei dieser Vergrößerung noch einigermaßen überschaubar. Zudem muß das Gerät während der Interpretation nicht zu oft bewegt werden. Zur Kontrolle und Überprüfung der Auswertung sind zwei „Old Delft" Scanning-Stereoskope benutzt worden, die die Möglichkeit der Doppelbetrachtung eines Modells bieten.

b) Der Radialsekator

Die Radialsekatoren RS I und RS II dienen dazu, Schablonen für den Triangulationsverband einer Radialschlitztriangulation zu stanzen. Während beim Radialsekator RS II die Paßpunkte vor dem Stanzen erst manuell auf die Schablone übertragen werden müssen, kann beim RS I, der in zwei Stockwerke gegliedert ist, die Übertragung und das Stanzen der Schablonen in einem Arbeitsgang vorgenommen werden.

Da die photogeologische Karte den Maßstab 1 : 30 000 aufweisen sollte und die Luftbilder des I. G. N. einen Maßstab von 1 : 50 000 haben, war es nötig, die Schlitze um den Faktor 1,7 radial nach außen zu versetzen. Die Flußnetzkarte 1 : 25 000 wurde mit Hilfe der Luftbilder von Aero-Exploration, Frankfurt, erstellt (1 : 20 000); es war daher nötig, die Schlitze auf den Schablonen um den Faktor 0,8 nach innen zu versetzen.

c) Das Stereotop

Das ZEISS-Stereotop ist ein Stereo-Kartiergerät 3. Ordnung, das nach DECKER (1955) eine innere Genauigkeit für die Grundrißzeichnung von ± 0,2 mm bei einer Kartierung im Maßstab der Luftbilder aufweist. Die Höhengenauigkeit beträgt 0,05 % der Flughöhe.

Bei stereoskopischer Betrachtung der Luftbilder, die auf dem Bildträgerwagen genau orientiert sind, fährt man die linearen Daten mit Hilfe einer Meßmarke nach und kartiert sie über einen Pantographen mit Zeichenstift in das Lagepaßpunktnetz.

Über Umrechner, die im Bildträgerwagen untergebracht sind, wird die Zentralperspektive in die Orthogonalprojektion topographischer Karten umgebildet.

Mit Hilfe dieses Gerätes wurden alle Daten aus der photogeologischen Auswertung in das Neupaßpunktnetz der Radialschlitztriangulation übertragen.

Mit einiger Übung ist das Gerät auch für Geologen ideal geeignet, da es ohne großen technischen Aufwand ermöglicht, schnell zu genauen Ergebnissen zu gelangen. Um noch schneller und konzentrierter arbeiten zu können, wurde der Zeichenstift am Pantographen über einen Elektromagneten, der mit einem Fußschalter betätigt werden kann, verbunden. Dadurch kann nun der Zeichenstift gehoben und gesenkt werden, ohne daß dabei die Arbeit unterbrochen werden muß.

In den seltensten Fällen bewirkte eine größere Bildneigung, daß die Lageeinpassung nicht genau erfolgen konnte.

Am Rande der Flugstreifen traten Neigungen auf, die bewirkten, daß die Wadis entgegen ihrem natürlichen Gefälle zu fließen schienen. Solche Bildneigungen wurden dann, da keine Höhenpunkte zur Verfügung standen, mit Hilfe der Wadiböden näherungsweise horizontiert.

Die sehr guten Aufschlußverhältnisse und der kleine Bildmaßstab ermöglichten es, daß ein großer Teil der Auswertung direkt am Stereotop vorgenommen werden konnte.

So wurde z. B. das gesamte Entwässerungsnetz am Stereotop kartiert; ebenso war es möglich, die Grenze vom Anstehenden zum Lockergestein direkt im Gerät zu kartieren. Da die Photolineamente sich deutlich abzeichnen, konnte auch ein Teil der Klüfte ohne vorherige Interpretation am Stereotop ausgewertet werden.

Als Vorteil erweist sich am Stereotop die Vergrößerung, die, nach den jeweiligen Erfordernissen, zwischen 1x, 4x und 6x variiert werden kann. Als Folge des kleinen Bildmaßstabes blieb auch am Stereotop der Überblick über ein größeres Gebiet gewahrt. Die geologischen Zusammenhänge waren so immer noch überschaubar.

d) Der Luftbildumzeichner

Der ZEISS Luftbildumzeichner erlaubt, bei einäugiger Betrachtung gleichzeitig das Luftbild und die Karte zu sehen. Man hat dann den Eindruck, daß Bild und Karte übereinanderliegen. Auf diese Weise ist es möglich, bei nicht zu starken Höhenunterschieden die photogeologische Kartierung mit der Interpretation auf dem Luftbild zu vergleichen.

Das Gerät wurde dazu benutzt, um zu prüfen, ob alle Interpretationsdaten vom Luftbild in die Karte übertragen worden waren.

4. Zur Technik der photogeologischen Auswertung

4.1 Qualitative Auswertung (Interpretation)

Mit Hilfe eines Stereoskopes oder Spiegelstereoskopes ist es möglich, zwei aufeinanderfolgende, sich zu etwa 60 % überlappende Luftbilder stereoskopisch zu betrachten.

Die qualitative geologische Luftbildinterpretation versucht anhand der Morphologie, der Aufschlußverhältnisse, des Grautones etc. möglichst viele geologische Daten und Hinweise zu gewinnen, um den lokalen oder regionalen Bau des Untersuchungsgebietes zu erfassen und darzustellen.

Für die Interpretation legt man über ein Luftbild eine durchsichtige, einseitig mattierte Folie, auf der mit Farbstiften die geologischen und topographischen Daten kartographisch erfaßt werden.

Die Möglichkeiten der photogeologischen Luftbildinterpretation hängen weitgehend davon ab, inwieweit sich die Geologie in der Morphologie ausdrückt. Eine große Rolle spielt daher neben der morphologischen Geschichte eines Gebietes auch der Klimagürtel, in dem sich das Gebiet befindet, da neben den Einflüssen des Klimas auf die Morphologie auch die Art der Verwitterung, der Bodenbildung und der Vegetation eine ausschlaggebende Rolle spielt.

Die günstigsten Bedingungen für die Photointerpretation ergeben sich in Gebieten, die frei von Vegetation und Bodenbildung sind und wo das anstehende Gestein die Geländeoberfläche bildet. Hier ist es möglich, die Gesteinseinheiten, ihre Morphologie und den Grauton direkt zu beobachten.

Da die Aufschlußverhältnisse im Arbeitsgebiet sehr günstig sind, geben sich vor allem die Lagerungsverhältnisse der unterschiedlichen Gesteinseinheiten klar zu erkennen. Die Faltenstrukturen des Oberen Tibestien zum Beispiel stehen im Gegensatz zu den nur leicht geneigten Schichten des Sandsteins oder zum massigen Granit. Die Schichtung und Bankung werden erkennbar durch ihren relativen Härteunterschied gegenüber der Verwitterung und der Erosion, die im ariden Gebiet mit Abspülung und Deflation arbeitet und sehr empfindlich auf Gesteinswechsel reagiert.

Dadurch werden vor allem der Homogenitätsgrad und die relative Härte des Gesteins morphologisch hervorgehoben; dabei entsteht oft ein Mikrorelief, das zusammen mit der Oberflächenstruktur wichtige Hinweise gibt, z. B. als von Kluftspuren durchzogene, körnige, bröckelige Oberfläche eines Granits.

Sehr wichtige Hinweise auf die Lithologie gibt der Grauton, den die Gesteine im Luftbild zeigen. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß die Wüstenlackbildung im ariden Bereich sich neben anderen Faktoren meist nachteilig auswirkt. Im Arbeitsgebiet wurde das vor allem im Bereich der Metamorphite empfunden; hier ließen die ohnehin recht eintönigen metamorphen Gesteine durch den Lacküberzug fast keine deutliche Grautonunterschiede mehr erkennen. Dagegen wirkte sich die Wüstenlackbildung bei der Kartierung der Terrassenflächen sehr günstig aus, da dieser Hinweis es allein ermöglicht, die Ausdehnung der Terrassenakkumulation zu erkennen.

Der Grautonunterschied kann nur als relativer Wert Verwendung finden, da z. B. die Hangexposition, die Hangneigung, die Höhenlage entsprechend dem Sonnenstand im Augenblick der Befliegung ganz unterschiedliche Grautönungen desselben Gesteins ergeben können (TOMLINSON und BROWN, 1962).

Im Bereich der Sandsteine (und zur Untergliederung der Gesteinseinheiten allgemein) ist die Klüftigkeit ein wichtiges Kriterium, da anhand der Zahl der Klüfte pro Flächeneinheit (Klüftigkeitsindex) und der Art der Klüftigkeit (tief, flach, etc.) nach LIST (1968) auf die Ausbildung einzelner Gesteinseinheiten geschlossen werden kann.

Die Lockergesteine heben sich im allgemeinen durch ihren helleren Grauton gegenüber dem Anstehenden ab (je kleiner die Korngröße, um so heller ist der Grauton). Die Untergliederung der Lockergesteine geschieht in erster Linie mit Hilfe der morphologischen Formen, die sie aufbauen, nach ihrer topographischen Lage, dem Grauton und ihrer Oberflächenstruktur. (Vgl. auch: ALLUM, 1962; KRONBERG, 1967; LIST, 1968; MILLER, 1961; RAY, 1960.)

Anhand der obengenannten Kriterien können „Photoschlüssel" der Lockergesteine und der Festgesteine erstellt werden, die in kurzer Form die charakteristischen Eigenschaften der Gesteine beschreiben (BIGELOW, 1963; FROST, 1952; KRONBERG, 1967; ROSCOE, 1955). Die hier gegebenen Photoschlüssel folgen im wesentlichen einer tabellarischen Zusammenstellung von Kriterien, wie sie von LIST (1968) benutzt wurden: dazu werden Ausschnitte von Luftbildern zur weiteren Veranschaulichung gestellt (SABET, 1962). Photoschlüssel sollen Kriterien zusammenfassen, anhand derer Gesteinseinheiten gegliedert und erkannt werden können. Keineswegs handelt es sich um allgemeingültige „Schablonen", sondern sie gelten jeweils nur für die speziellen Verhältnisse eines bestimmten Gebietes.

4.2 Quantitative geologische Auswertung (Messung)

Auf die Möglichkeit, aus den Luftbildern exakte Messungen zu gewinnen, stützt sich die Arbeitsweise der Photogrammetrie, die mit hochwertigen Geräten und mit speziellen mathematischen Methoden die Bilder quantitativ auswertet.

Der Geologe ist vor allem daran interessiert, in den Luftbildern Streich- und Fallwerte sowie Schichtmächtigkeiten zu messen.

In der vorliegenden Arbeit wurden solche Messungen am ZEISS-Stereotop durchgeführt.

Die Streichrichtungen von Schichtflächen, Klüften und Störungen ergaben sich nach der Kartierung aus den photogeologischen Karten. Die Azimute wurden mit dem Winkelmesser gegen die Nordrichtung gemessen. Dabei wurden gleichzeitig die Längen der Klüfte und Lineamente notiert.

Die Messung des Einfallens von Schichtflächen und Hängen basiert auf der einfachen Formel:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\triangle \, h\,[m]}{E\,[m]} \qquad (I)$$

α = Einfallswinkel; $\triangle$ h = Höhenunterschied und

E = Abstand der Punkte A-B bzw. A' B' (Abb. 2).

Voraussetzung ist hierbei jedoch, daß die Schichtflächen freiliegen. Dann werden zwei in der Fallrichtung der Schichtflächen gelegene Punkte bestimmt (A-B); diese beiden Punkte kartiert man in die Kartenvorlage (A'-B') und mißt ihren Abstand mit einer Strichlupe. Dieser Wert wird in Meter umgerechnet.

Den Höhenunterschied der beiden Punkte ermittelt man über die x-Parallaxendifferenz. Dazu gibt man in den Parallaxenrechner die Bildbasis b' und die Flughöhe ho ein. Dann stellt man die x-Parallaxe des unteren Punktes ein und bringt die Meßuhr auf O-m-Stellung. Danach dreht man die Mikrometerschraube auf den x-Parallaxenwert des höhergelegenen Punktes und liest auf der Meßuhr die Höhendifferenz in Metern ab.

Die Werte werden in die Formel (I) eingegeben, aus der der Einfallswinkel berechnet wird (Abb. 2).

Daneben gibt es eine Reihe anderer Methoden, z. B. die Drei-Punkte-Methode (KRONBERG, 1967; BODECHTEL und SCHERREIKS, 1968). Sie erlaubt, das Einfallen von Schichtflächen anhand von drei in der Fläche liegenden Punkten zu ermitteln. Allerdings ist hier Voraussetzung, daß die Punkte weit auseinander liegen und sich auch in der Höhenlage deutlich unterscheiden.

Da im Arbeitsgebiet, vor allem im Bereich der Metamorphite, keine großflächigen Aufschlüsse auftraten, konnte nur die erste, obengenannte Methode erfolgreich angewandt werden.

Aus den Luftbildern können die Fall- und Streichwerte auch geschätzt werden. Der Einfallswinkel von Flächen erscheint im Stereomodell generell größer als der wirkliche. Bei Einfallswinkeln unter 20 ° wirkt sich der Überhöhungsfaktor günstig aus, weil das Einfallen und die Einfallrichtung deutlich betont werden. Dagegen wirkt sich bei steil einfallenden Flächen der Überhöhungsfaktor ungünstig auf die Schätzung des Einfallswinkels aus, da das scheinbare Einfallen nicht erheblich von der saigeren Stellung abweicht. RAY (1960) stellt geschätzte Werte den wirklichen gegenüber. Es wird dabei ersichtlich, daß bei einem 2fachen Überhöhungsfaktor ein wahres Einfallen von 19,5 ° einem geschätzten Winkel von 35 ° gegenübersteht oder geschätzte 70 ° in Wirklichkeit 54 ° betragen.

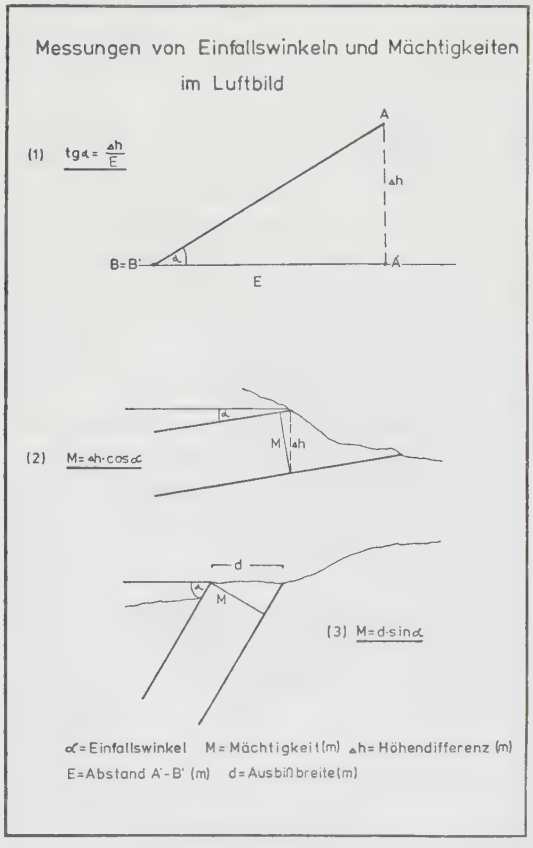


Abb. 2

Die Mächtigkeit horizontal gelagerter Schichten kann durch die Höhendifferenz der Hangend- und Liegendgrenze angegeben werden.

Bei schwach geneigter Lagerung muß das Einfallen berücksichtigt werden. Die Mächtigkeit kann aus der bekannten Formel

$$M = \triangle h \cdot \cos \alpha$$

errechnet werden. Bei steilerem Einfallen als 20 ° erhält man die Mächtigkeit nach der Formel

$$M = d \cdot \sin \alpha$$

(M = Mächtigkeit; h = Höhenunterschied der Unter- und Obergrenze einer Schicht; α = Einfallswinkel, E = Abstand der Punkte A' und B' (ermittelt nach der Kartierung, aus der Karte), d = Abstand der Ober- und Untergrenze einer Schicht).

4.3 Zeitaufwand

Es besteht kein Zweifel daran, daß der Zeitaufwand für die photogeologische Auswertung eines Gebietes wesentlich unter dem einer entsprechenden Geländearbeit liegt. Es ist aber von Interesse, in welchem zeitlichen Rahmen sich die Auswertung eines Modells bewegt, um die praktische Anwendung dieser Methode bewerten zu können.

BLANCHET (1957) sowie LATTMANN und NIKKELSEN (1958) z. B. geben 4-7 bzw. 2 Stunden für eine reine Kluftkartierung an. Vergleicht man damit die Zeitangaben von LIST (1968) sowie von LIST und STOCK (1969), 13, 16 bzw. 5-7 Stunden pro Modell, so wird klar, daß der Zeitaufwand von mehreren Faktoren abhängig ist.

Die Arbeit von LIST (1968) befaßt sich mit einem Gebiet in den Alpen, das große Höhenunterschiede aufweist, so daß die Modelle in zwei Höhenstufen auszuwerten waren. Derartige technische Schwierigkeiten entstehen in Gebieten mit geringem Relief nicht. Bei einer Auswertung im ariden Bereich (LIST und STOCK, 1969) war nicht nur ein schwaches Relief vorhanden, sondern es konnte sogar aufgrund der guten Aufschlußverhältnisse und des kleinen Luftbildmaßstabes ein großer Teil der Interpretation direkt am Stereotop durchgeführt werden.

Der Zeitaufwand für die Auswertung eines Stereomodells der vorliegenden Arbeit muß etwa folgendermaßen veranschlagt werden:

1. Aufsuchen und Markieren der Paßpunkte	0,5- 1 Std.
2. Radialschlitztriangulation bei schwachem Relief	0,5- 1 Std.
3. Interpretation und Zeichnung auf die Deckfolie	4- 5 Std.
4. Auswertung und z. T. Interpretation am Stereotop	2- 3 Std.
Insgesamt pro Modell	7-10 Std.

Hinzu kommen noch 2-4 Stunden pro Modell, die zur Reinzeichnung der photogeologischen Karten und zur statistischen Auswertung (z. B. Kluftauswertung) benötigt werden.

Diese Angaben beziehen sich auf Luftbilder im Maßstab 1 : 50 000. Ganz ähnliche Werte ergeben sich aber für die Auswertezeiten der großmaßstäblichen Luftbilder. Da hier z. B. das übersehbare Gebiet wesentlich kleiner ist, werden weitgespannte Strukturen nicht so schnell kartierbar, dagegen können kleine Faltenstrukturen im Zehner-Meter-Bereich leicht erkannt werden.

Der Zeitaufwand für die Luftbildinterpretation ist, wie sich zeigte, nicht in erster Linie vom Maßstab abhängig. Dagegen steigt die zu veranschlagende technische Arbeit: Radialschlitztriangulation, Auswerten am Stereotop und Umzeichnen für gleich große Gebiete mit größer werdendem Maßstab der Luftbilder stark an.

4.4 Herstellung der photogeologischen Karten

Da es vom Arbeitsgebiet keine großmaßstäbigen topographischen Karten gibt, in die die geologische Interpretationsdaten eingetragen werden konnten, mußte eine Radialschlitztriangulation durchgeführt werden, um für die spätere Einpassung am Stereotop die erforderlichen Paßpunkte und ein in sich abgeglichenes Paßpunktnetz als Kartierungsgrundlage zu gewinnen.

Der Arbeitsgang zur Herstellung der photogeologischen Karte war folgender:

Zuerst wurden die Lagepunkte in den Luftbildern aufgesucht und markiert. Man benötigt für jedes Modell vier in den Modellecken liegende Punkte.

Diese Punkte wurden mitsamt den Bildhauptpunkten auf Schablonen übertragen. In der vorliegenden Arbeit wurden Schablonen aus doppelt geleimtem Zeichenkarton benutzt. Wie LIST und STOCK (1969) zeigten, genügt dieses Material in Bezug auf Genauigkeit und Festigkeit den Anforderungen, zumal auch die Luftbilder nicht verzugsfrei sind. Es wäre deshalb unwirtschaftlich, mit verzugsfreiem Correctostat zu arbeiten. Die meisten Schablonen wurden am ZEISS Radialsekator RS II gestanzt. Dazu sticht man alle Punkte durch das Luftbild auf die Schablonen. Da der spätere Triangulationsverband nicht denselben Maßstab aufweist wie die Luftbilder, müssen die zu stanzenden Schlitze radial entsprechend versetzt werden (LIST und STOCK, 1969: 232). Mit freundlicher Genehmigung von Herrn Prof. Dr. BURKHARDT (Institut für Photogrammetrie der TU Berlin) war es möglich, einen Teil der Schablonen am ZEISS Radialsekator RS I des Institutes für Photogrammetrie der TU Berlin zu stanzen. Dieses Gerät versetzt entsprechend den Maßstabsunterschieden zwischen Luftbild und Schablone die Schlitze selbständig.

Da auch das Übertragen der Paßpunkte vom Luftbild auf die Schablone wegfällt, arbeitet man an diesem Gerät wesentlich schneller und bei entsprechend großem Triangulationsverband auch wirtschaftlicher.

Der Vorzug der mechanischen Schlitztriangulation liegt darin, daß bei großer Genauigkeit (ca. 1 ‰) schnell und großräumig trianguliert werden kann. Ein Nachteil ist jedoch, daß man auf diese Weise nur Lagepunkte erhält.

Nach dem Stanzen wurden die Schablonen zu einem Triangulationsverband verknüpft und an die in den Ecken gelegenen Lagepunkte eingehängt.

Die Lage der vier an den Ecken des Triangulationsverbandes liegenden Lagepaßpunkte wurden aus der Karte „Minute photogrammétrique", NF 33 XI, Blatt Bardai, und NF 33 XII, Aozou, entnommen.

Die photogeologischen Karten, die mit Hilfe der kleinmaßstäbigen Luftbilder entstanden, liegen im Maßstab 1 : 30 000 vor[1]. Die Auswertung in einem größeren Maßstab als dem Luftbildmaßstab war aus arbeitstechnischen Gründen notwendig, da die Fülle der Daten nur auf diese Weise übersichtlich dargestellt werden konnte. Am Stereotop wurde meist mit 6facher Vergrößerung gearbeitet, um auch noch sehr kleine geologische Einzelheiten zu erfassen.

Der Triangulationsverband, der aufgrund der Luftbilder von Aero-Exploration, Frankfurt, entstand, hat einen Maßstab von 1 : 25 000. Hier war eine Verkleinerung deshalb sinnvoll, weil bei weitem nicht alle im Luftbild enthaltenen Daten aus zeitlichen und arbeitstechnischen Gründen dargestellt werden konnten.

4.5 Photogeologische Karten

Das ganze Arbeitsgebiet ist in zwei photogeologischen Karten dargestellt (Anlage I, Photogeologische Karte des Gebietes nördlich von Bardai, Tchad, und Anlage II, Bruchtektonische Karte des Gebietes nördlich von Bardai, Tchad). Die 3. Karte stellt ein Teilgebiet im Bereich des Enneri Arogoud dar; sie hat den Maßstab 1 : 25 000 (Anlage III, Photogeologische Karte, Entwässerungsnetz im Bereich des Arogoud). Die 4. Karte „Ofouni" 1 : 50 000 basiert auf der photogeologischen Auswertung und entstand in Zusammenarbeit mit Herrn PÖHLMANN von der Staatlichen Ingenieurakademie für Bauwesen, Berlin, Fachrichtung Landkartentechnik.

Die photogeologische Karte des Gebietes nördlich von Bardai, Tchad, enthält die morphologischen und geologischen Daten mit Ausnahme der Klüfte und Lineamente. Die Lockergesteine sind in morphologischen Einheiten gegliedert, die mit schwarz-weißen Signaturen dargestellt werden.

Die Lockergesteine selbst sind durch gelbe Farben unterschieden, wobei überwiegend grobkörniges Material mit dunklen Farbtönen und überwiegend feinkörniges Material mit helleren Tönen erscheint.

Die „Gesteinseinheiten" der Festgesteine geben sich in der Karte durch Farbabstufung der jeweiligen Formation zu erkennen. Mit Ausnahme der Klüfte und Lineamente erscheinen auf dieser Karte auch tektonische Daten.

Die bruchtektonische Karte des Gebietes nördlich von Bardai, Tchad, zeigt alle ausgewerteten Photolineationen. Die Lockergesteine und die größeren Wadis sind durch einen dunkelgrauen Ton hervorgehoben, um die Abhängigkeit der Talläufe von der Bruchtektonik zu veranschaulichen.

Die photogeologische Karte, Entwässerungsnetz im Bereich des Arogoud, gibt einen Eindruck vom Entwässerungsnetz in den Metamorphiten.

Die Karte „Ofouni" stellt einen Versuch dar, mit Hilfe der photogeologischen Daten und dem Paßpunktnetz der Radialschlitztriangulation eine photogeologisch-morphologische Karte zu entwerfen.

5. Gesteinseinheiten und Morphologie

WACRENIER (1958) veröffentlichte eine geologische Karte von Borkou-Ennedi-Tibesti (1 : 1 000 000), die alle Ergebnisse der geologischen Missionen seit 1930 zusammenfassend darstellt. Daher ist auch die Verbreitung der Vulkanite, der Sandsteine und der präkambrischen Metamorphite und Granite im großen und ganzen bekannt. Die vorliegende Arbeit ist daher eine „vorkontrollierte Photointerpretation" (GERARDS und LADMIRANT, 1962).

Die stratigraphische Stellung und die lithologische Gesteinsbeschreibung dieser Einheiten wurden weitgehend von DALLONI (1934), KLITZSCH (1965, 1970), VINCENT (1963) und WACRENIER (1958) übernommen.

Darüber hinaus wurde aber versucht, anhand der Luftbilder Untergliederungen der obengenannten Einheiten vorzunehmen. Diese Gliederung gründet sich auf die im Luftbild sichtbaren Kriterien, die, in einen Photoschlüssel zusammengefaßt, die charakteristischen Merkmale einer „Gesteinseinheit" enthalten.

Die Gesteinseinheit im photogeologischen Sinne beruht also in erster Linie auf dem Erscheinungsbild, das ein Gestein im Luftbild zeigt, und gibt nur indirekt Hinweise auf seinen lithologischen Charakter. Die stratigraphische Stellung der Gesteinseinheit ist nicht festgelegt. Im folgenden wird Gesteinseinheit mit G. E. abgekürzt.

5.1 Lockergesteine

Im ariden Gebiet wirkt die Erosion vor allem durch Abspülung und Deflation. Die durch physikalische und chemische Verwitterung entstandenen Lockergesteine werden durch die episodisch oder periodisch auftretenden Sturzregen zu Tal gespült und in Bereichen mit flacherem Gefälle wieder abgelagert. Die feineren Kornfraktionen werden bevorzugt äolisch verfrachtet.

Die fast fehlende Vegetation macht eine schnelle und genaue Trennung der Lockergesteine von den Festgesteinen möglich. Die Lockergesteine zeigen nämlich

[1] Aus finanztechnischen Gründen wurden alle Kartenmaßstäbe im Druck verkleinert. Die Redaktion.

immer einen helleren Grauton als das Anstehende, und die Oberflächenstruktur unterscheidet sich deutlich von den Festgesteinen.

Die Untergliederung der Lockergesteine erfolgt nach morphologischen Einheiten. Im Arbeitsgebiet werden folgende Lockergesteinseinheiten unterschieden:

a) Die rezenten Flußbetten geben sich durch Fließrinnen, an die die spärliche Vegetation gebunden ist, zu erkennen. Die Tonpfannen sind an das rezente Flußbett gebunden; sie liegen in Nischen und Buchten und bilden flache Hohlformen, die von sehr feinkörnigem Lockermaterial gefüllt sind.

b) Die Terrassen geben sich im allgemeinen durch ihre annähernd horizontale, ebene Oberfläche und die Gebundenheit an Talläufe leicht zu erkennen.

c) Die Schwemmfächer und Pedimente bauen unterschiedlich mächtige, kegelförmige Vollformen auf, die in der Fließrichtung von sich vielfältig verzweigenden Gerinnebahnen überzogen werden. Die Schwemmkegelspitze reicht mehr oder weniger tief in den Talausgang hinein.

d) Dünen bauen immer prägnante Vollformen auf. Die Gliederung der Dünen erfolgt nach den unterschiedlichen Formen.

Flugsandflächen breiten sich zwischen den Dünen aus und geben sich durch das Fehlen von deutlichen Fließrinnen gegenüber Pedimenten zu erkennen.

e) Hangschutt erscheint am Fuße der Steilwände. Gegenüber den Schwemmfächern unterscheidet sich der Hangschutt durch den steileren Böschungswinkel des Schuttkegels.

5.1.1 Rezente Flußbetten

Im Arbeitsgebiet treten verschiedene Talformen auf; überwiegend sind es V-förmige Kerbtäler, die auf ihren engen Talsohlen nur wenig Lockermaterial führen. Die größeren Enneris (Trockental) sind als Sohlenkerbtäler ausgebildet, die, quer zu den Faltenstrukturen, konsequent zur Nordabdachung des Tibesti-Gebirges in Zwangsmäandern entwässern.

Die Hänge sind steil. Sie fallen oft mit einem Winkel über 30° ein. Neben den größeren Enneris wie dem Enneri Bardagué, dem Enneri Arogoud und dem Enneri Ofouni gibt es noch eine Reihe kleinerer Trockentäler.

Die Talsohle des Enneris, die durch ein wirres Netz sich verzweigender Fließrinnen untergliedert ist, wird von Sand- und Kiesmaterial aufgebaut. An die tiefsten Bereiche der rezenten Flußbetten ist die spärliche Vegetation gebunden, die in den Zeiten, in denen wirklich Wasser fließt, ein Hindernis für den Abfluß darstellen und daher oft verantwortlich für Umlenkungen von Gerinnespuren ist.

Zum Rand des Tales hin bauen sich stufenförmig, in unterschiedlich deutlicher Form, terrassenartige Sedimentkörper auf. Während diese in den Luftbildern im Maßstab 1 : 50 000 nur andeutungsweise erkennbar sind, können sie bei einem Maßstab von 1 : 20 000 gut beobachtet werden.

Der meist helle Grauton der Sedimente schwankt oft in feinen Helligkeitsstufen, wobei die morphologisch höher gelegenen und älteren Flächen deutlich dunkler sind als die niedriger gelegenen. Die Trennung zwischen rezentem Flußbett und älteren Akkumulationen wurde nur im Enneri Bardagué vorgenommen, da lediglich das Sohlenkerbtal des Oberlaufes des Bardagué so breit ist, daß eine kartographische Darstellung möglich war.

Nach der Einmündung des Enneri Arogoud verbreitert sich das Tal des Enneri Bardagué. Das rezente Flußbett befindet sich zwischen den alten Akkumulationsterrassen, die hier große Flächen einnehmen.

Das rezente Flußbett des Enneri Bardagué kann, wie auch das des Enneri Arogoud, Enneri Mécheuf u. a in ein Niedrigwasserbett, ein Mittel- und ein Hochwasserbett gegliedert werden. Mit Hilfe der Luftbilder im Maßstab 1 : 20 000 können diese besonders klar getrennt werden, da sie nicht nur durch den Grad der Eintiefung des Flußbettes, sondern auch durch den Grautonunterschied definierbar sind.

Da im Niedrigwasserbett nach dem Abkommen des Flusses die feinsten Fraktionen zur Ablagerung kommen, ähnlich wie in den Tonpfannen, zeichnet sich das Niedrigwasserbett durch seine hellgraue bis weiße Farbe aus (siehe auch KAISER, 1967; KLITZSCH, 1966). Das Mittel- und Hochwasserbett dagegen erscheint etwas dunkler, und die Gerinnebahnen liegen höher. Hier befinden sich auch die Tonpfannen, die durch ihren fast weißen Grauton charakterisiert sind.

Aufgrund des von PÖHLMANN (1965) erstellten Nivellements des Enneri Bardagué ist bekannt, daß sein Oberlauf zwischen Kadua und der Einmündung des Enneri Arogoud ein durchschnittliches Gefälle von etwa 3,6 ‰ hat. Danach verringert es sich auf 1,6 ‰. An Engtalstrecken, wie der Einmündung des Enneri Michina bis zu der des Enneri Ofouni, überwindet der Enneri Bardagué auf etwa 50 km Entfernung eine Höhe von 100 m (von 950 m auf 850 m NN, entsprechend 2 ‰ Gefälle).

5.1.2 Terrassen

Die fluviatilen Terrassen, die im Arbeitsgebiet auftreten, sind im wesentlichen an den Enneri Bardagué und den Enneri Dilennao gebunden. Im Einmündungsbereich der Enneris Arogoud, Kudi und Ofouni konnten ebenfalls Terrassenakkumulationen im Luftbild kartiert werden.

JÄKEL (1971) bearbeitete die pleistozänen und holozänen Erosions- und Akkumulationserscheinungen im Bereich des Enneri Bardagué-Arayé.

Die relative Chronologie der Terrassen, wie sie von JÄKEL (1971) in der „Cuvette von Bardai" erstellt werden konnte, ist folgende:

Nach der primären Einschneidung des Enneri Bardagué werden die prä-hochterrassenzeitlichen Sand-, Kies- und Schotterakkumulationen abgelagert, nach denen, aus ähnlichem Material bestehend, nach jeweiligen Erosionsphasen die Akkumulation der Hochterrasse und Oberterrasse abgelagert werden.

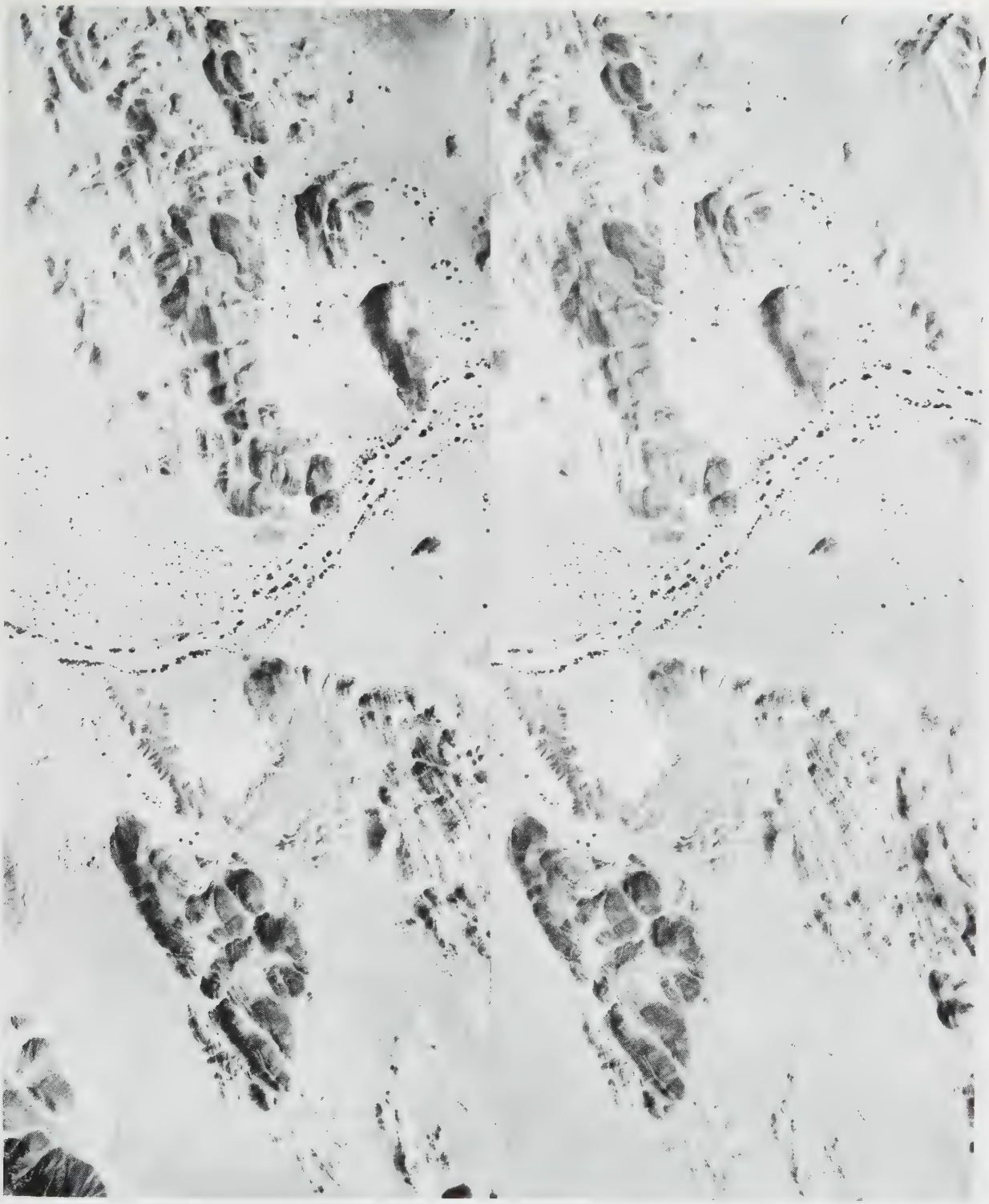


Abb. 3 Ausschnitt aus dem Stereomodell Nr. 4797/4798, Maßstab 1 : 20 000, c = 153,34 mm. Der obere Bildrand weist nach N. Das Stereomodell zeigt gefaltete Metamorphite des Oberen Tibestien im Bereich des E. Bardagué im S der Depression Ehi Garahi Oakor. Das rezente Flußbett mit Fließrinnen und Vegetation erscheint hellgrau; die dunkelgrauen Terrassenreste umschließen eine Tonpfanne (weiß). Im S Schwemmfächer, im NW Dünen. Luftbilder von Aero Exploration, Frankfurt/Main.

Die Mittelterrasse zeigt Einflüsse feuchtzeitlicher Ablagerungsbedingungen. Die zeitlich darauf folgende Niederterrasse besteht wieder aus Sedimenten, die unter ariden Bedingungen abgelagert wurden. Darauf folgt Erosion, die in die gegenwärtig noch anhaltende Akkumulation übergeht.

Die Terrassenchronologie der Cuvette von Bardai und die Kartierung der einzelnen Terrassen, die von JÄKEL (1971) entlang des Bardagué vorgenommen wurde, läßt sich im Luftbild nicht durchführen, da sich die einzelnen Terrassenflächen weder morphologisch noch farblich in den Luftbildern klar voneinander unterscheiden. (Die einzelnen Terrassenniveaus zeigen weder deutliche Höhenunterschiede, noch erkennt man den stufenförmigen Aufbau, der für einige Gebiete charakteristisch ist). Es ist jedoch möglich, die Ausdehnung der Terrassenflächen zu kartieren, da ihre Oberfläche, im Gegensatz zu den übrigen Lockergesteinen, einen dunkelgrauen Ton zeigen, der nach JÄKEL (1971) durch Wüstenlack hervorgerufen wird.

Die Terrassenkartierung stützt sich daher weniger auf die Form der Terrassenkörper als vielmehr auf den dunklen Oberflächengrauton.

Im Gegensatz zu den weitgehend durch Erosionsrinnen und Schwemmfächer zerstörten östlichen Terrassen beobachtet man am westlichen Ufer des Enneri Bardagué große zusammenhängende Terrassenflächen, die nur von wenigen Gerinnebahnen durchzogen werden.

Die Terrassenakkumulationen entlang des Enneri Direnno geben sich sowohl durch ihren dunklen Grauton als auch durch die ebene Oberfläche und eine Steilstufe, die die Terrasse begrenzt, zu erkennen.

Kleinere Terrassenreste erscheinen am Oberlauf des Enneri Kudi; sie werden von hellem Material aufgebaut, dessen Oberfläche im Luftbild fast weiß erscheint.

5.1.3 Schwemmfächer und Pedimente

Im Arbeitsgebiet erscheinen eine Unzahl von Schwemmfächern und Pedimenten, die meist nicht auskartiert wurden. Nur die größeren Formen im Bereich des Enneri Bardagué und des Enneri Direnno wurden in die photogeologische Karte eingetragen.

Nach BIROT (1960) sind Pedimente als Bettformen fließender Gerinne ohne begrenzende Talhänge und auch ohne räumliche Festlegung der Gerinne charakterisiert. Auf den Luftbildern geben sie sich als größere Flächen, auf denen die Entwässerungsbahnen nach abwärts divergieren, zu erkennen. Sie sind immer über dicht unter der Oberfläche anstehendem Gestein ausgebildet.

Deutlich tritt eine solche Pedimentfläche im SE des Gebietes, am Rande der Metamorphite, in Erscheinung. Schwemmfächer liegen an Talausgängen oder sind an Erosionsrinnen gebunden. Von hier aus breiten sie sich kegelförmig aus. Die Oberfläche der Schwemmfächer wird durch fächerförmige, sich verzweigende Gerinnebetten strukturiert. Die Oberfläche ist meist nur schwach in Fließrichtung geneigt. Dadurch kann auch in den seltensten Fällen eine genaue Abgrenzung des Schwemmkörpers vorgenommen werden. In der Karte erscheinen daher nur die etwas schematisierten, fächerartig divergierenden Fließrinnen. Außer im Unterlauf des Enneri Bardagué treten größere Schwemmfächer im Enneri Ofouni und am Enneri Direnno auf.

5.1.4 Dünen und Flugsandflächen

Im Bereich der gesamten Sahara dominiert der Nordost-Passat. Im Tibesti gibt es Bereiche, wo er voll zur Geltung kommt, z. B. auf dem Hochplateau und besonders in den in das Gebirgsrelief eingelassenen, flach schüsselförmigen Großdepressionen, wie in dem Ehi Garahi Oakor im N des Arbeitsgebietes.

Die im Arbeitsgebiet auftretenden Dünen sind Längsdünen, deren scharfe Kämme in die Hauptwindrichtung, NNE-SSW, ausgerichtet sind.

Die Kammlinie der Längsdünen verläuft gerade oder schlängelt sich in leichten Windungen. Diese Dünen bilden keine deutlich unterscheidbaren Luv- und Leeseiten aus. Die Dünen im SW der Ehi-Garahi-Oakor-Depression liegen hinter dem Ringwall, der die Depression umgibt. Sie werden bis zu 1 km lang und etwa bis zu 10 m hoch.

Im S, im Bereich des Enneri Kudi, liegen kleinere Einzeldünen, deren langgestreckte Kammlinien etwas steiler streichen als im Norden des Gebietes.

Während die Dünen überwiegend von Feinsand aufgebaut werden, bestehen die Flugsandflächen zwischen den Dünen aus einem Korngemisch von Feinsand, Mittelsand und Kies (MECKELEIN, 1959). Im Luftbild geben der helle Grauton und das Fehlen von fluvialen Erosionsrinnen sowie das Auftreten von Dünen Hinweise auf eine Flugsandebene.

5.1.5 Hangschutt

Hangschutt befindet sich bevorzugt am Fuß der Sandsteinsteilwände und der Basaltdecken. Die Schuttkegel haben einen steilen Böschungswinkel und werden von zahlreichen Erosionsrinnen durchzogen. Der Hangschutt unterhalb der Basaltdecken zeigt einen etwas helleren Grauton als das Anstehende. Es entspricht der Erfahrung, daß Lockermaterial gegenüber dem Festgestein im Luftbild immer einen helleren Grauton aufweist.

Das Hangschuttmaterial am Fuße der Sandsteinsteilwände zeigt diese Aufhellung aber nicht. Es erscheint im Gegenteil stellenweise sogar dunkler. Zum einen ist der Grund dafür in der verhältnismäßig ungünstigen Lage des Hangschutts gegenüber dem einfallenden Licht zu suchen, zum anderen besteht der Sandstein nicht nur aus überwiegend hellem Material. Es treten auch dunkle, eisenschüssige Horizonte auf, die für den dunklen Grauton verantwortlich gemacht werden können.

Zuletzt ist noch darauf hinzuweisen, daß der Hangschutt überwiegend aus Blockschutt besteht und der Aufhellungsgrad daher nicht sehr stark sein wird.

G. E.	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
	rezentes Flußbett	Terrassen	Schwemmfächer Pediment	Dünen, Flugsandflächen	Hangschutt
Grauton	hellgrau - mittelgrau	dunkelgrau (hellgrau-weiß)	hellgrau - mittelgrau	hellgrau	meist etwas heller als das Anstehende
Oberflächenstruktur	Mikrorelief Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett durch Fließrinnen	glatt oder mit Fließrinnen	in Fließrichtung sich verzweigende Gerinnebahnen	glatt	Erosionsrinnen
Lage	—	gebunden an die größeren Talläufe	an Talausgängen	—	am Fuß von Steilwänden
Form	Kerbtal Sohlenkerbtal	ebene, annähernd horizontale Oberfläche	flach kegelförmig	Längsdüne	steil kegelförmig

5.2 Festgesteine

Die stratigraphische Abfolge der im Arbeitsgebiet auftretenden Festgesteine ist nach WACRENIER (1958) und VINCENT (1963) folgende:

Formation	Festgesteine
Tertiär	Vulkanite: „Ältere helle Serie" „Ältere dunkle Serie" („Formations noires et claires anciennes" [VINCENT, 1963])
Kreide	Sandsteine („Nubischer Sandstein", WACRENIER, 1958)
Präkambrium	Metamorphite und Granite des Oberen Tibestien („Tibestien supérieur", WACRENIER, 1958)

Die Vulkanite bestehen im Arbeitsgebiet aus Resten von Basaltdecken und einer einzelnen Staukuppe.

Die Sandsteine werden in drei G. E. untergliedert. G. E. Sa besteht aus massigen Sandsteinen. Die G. E. Sb setzt sich aus gut geschichteten Sandsteinen zusammen, und die G. E. Sc erscheint als dunkle, geringmächtige Bank.

Die Gliederung der Metamorphite erfolgt in die weitverbreitete G. E. Ma und die nur lokal auftretenden G. E. Mb und G. E. Mc.

Die Granitstöcke Ofouni und Oakor zeigen unterschiedliche morphologische Formen.

5.2.1 Die Vulkanite

Charakteristisch für das Tibesti-Gebirge ist der tertiäre und quartäre Vulkanismus, der Strato-Vulkane aufbaut, die sich bis zu einer Höhe von 3415 m NN erheben. Sie überdecken im gesamten Tibesti-Gebirge eine Fläche von etwa 14 000 km² und weisen nach einer Schätzung von VINCENT (1963) ein Volumen von 3113 km³ auf. Daher waren vor allem die Vulkanite das Ziel eingehender Forschungen fast aller geologischen Missionen. Die wichtigsten Arbeiten über den Vulkanismus des Tibesti-Gebirges stammen von DALLONI (1934), GEZE (1957 a), KLITZSCH (1965, 1970), VINCENT (1963) und WACRENIER (1957, 1958).

Da die Sandsteine von Bardai, auf denen die ältesten basaltischen Laven liegen, von DALLONI (1934) und WACRENIER (1958) anhand von Fossilfunden in die Kreide gestellt werden konnten, muß der Vulkanismus jünger sein. Zwar liegen noch keine absoluten Altersbestimmungen vor; VINCENT (1963) weist jedoch darauf hin, daß im N des Tibesti, im Dohone-Gebiet Libyens, basaltische Laven über sicher datiertem Eozän liegen.

Der tertiäre Vulkanismus förderte über 90 % der vulkanischen Gesteine des Tibesti-Gebirges.

VINCENT (1963) gliedert die tertiären Vulkanite in eine ältere, dunkle Formation („Formation noire ancienne") und eine ältere helle Formation („Formation claire ancienne").

Die ältere dunkle Formation ist in zwei aus Olivin-Basalten und Basalten bestehende Serien geteilt („première série noire" und „seconde série noire"). Die Mächtigkeit dieser Serien kann maximal 300 m übersteigen, wie am Tarso Ourari.

Die ältere helle Formation setzt sich aus fünf verschiedenartigen vulkanischen Produkten zusammen. Die erste der beschriebenen Formen tritt im Arbeitsgebiet auf („Le volcanisme de type Atakor").

2. Der saure Vulkanismus (Rhyolith), der an die basaltoandesitischen Calderen gebunden ist (Toon, Oyoye),

3. Die Quellkuppen des Ehi Sosso (Rhyolith),

4. Die Ignimbrite,

5. Die „laccolithes crevés" des Abéki und Dodoi.

Der quartäre Vulkanismus wird als Jüngere Formation zusammengefaßt („Formation récente").

Sie setzt sich aus den jüngeren dunklen Serien und dem „terminalen Vulkanismus" zusammen („séries noires récentes" und „volcanisme terminal"). Die geförderten Gesteine sind überwiegend Olivin-Basalte und saure sowie intermediäre Vulkanite.

Die wenigen Vulkanite, die im Arbeitsgebiet auftreten und anhand der Luftbilder kartiert wurden, müssen nach WACRENIER (1958) und VINCENT (1963) der „älteren dunklen Formation", der „Formation noire ancienne", zugeordnet werden; eine einzige Staukuppe bei Bardai gehört der „älteren hellen Formation" an.

Die den Metamorphiten und Graniten auflagernden Vulkanite sind als reine Restflächen ehemals größerer Basaltdecken erhalten. Die Vorkommen gehören zu den nordwestlichsten Ausläufern der „älteren dunklen Serie" des Tarso Ourari (Olivin-Basalte der „Série des trapps").

Im Luftbild erscheinen die Basalte als horizontal gelagerte, fast ebene Decken, die mit einer Steilkante abbrechen. Da die Lavadecken nur einige Meter mächtig sind (etwa um 5 m), erscheinen die Steilabbrüche nur undeutlich. Das kann dazu führen, daß letzte Reste einer Lavadecke einen Vulkankegel vortäuschen, da der Schuttfächer ohne ausgeprägten Hangknick bis an die Spitze der Kegelform hinaufzureichen scheint.

Auffallend ist die Anordnung der Restdecken entlang einer E-W verlaufenden Achse, nördlich des Enneri Ofouni, der etwa in derselben Richtung fließt. Wie VINCENT (1963) beschreibt, füllten die ersten Lavaströme zunächst Depressionen aus, die sich, ähnlich den Vorkommen im Arbeitsgebiet, in WNW-ESE-Richtung erstrecken. Es kann vermutet werden, daß entlang einer E-W streichenden Achse eine Depression bestanden haben muß. Daß der Enneri Ofouni dieselbe Richtung verfolgt, macht diese Annahme noch wahrscheinlicher.

Lokale kleine Reste von vulkanischen Gesteinen beobachtet man auch im Bereich der Sandsteine. Es handelt sich einmal um Gänge, die am E-Rand des Arbeitsgebietes, im S des Enneri Ofouni, auftreten, sowie andererseits um Reste eines Vulkankegels, von dem nur ein flacher Hügel mit etwa kreisförmigem Umriß zurückgeblieben ist.

Nordwestlich der Wasserstelle Budoi, ganz in der Nähe einer großen NE-SW streichenden Störung, erkennt man eine Lavanadel, die etwa 100 bis 150 m in die Höhe ragt. An ihrem Fuß hat sich ein Schuttkegel gebildet, der etwa 50 m hoch ist. Die isoliert aus dem präkambrischen Metamorphiten aufragende Nadel zeigt einen dunklen Grauton; ihr Gestein wird von senkrecht verlaufenden Kluftspuren durchzogen, die von wenigen horizontalen Klüften unterbrochen werden. Die Lavanadel scheint aus einem homogenen Gestein zu bestehen, da keine Hinweise auf strukturelle oder petrographische Unterschiede sichtbar werden.

Im Tarso Ourari befinden sich eine Reihe ähnlicher Formen, die z. T. schmal und spitz oder flach und breit sind. KLITZSCH (1965) beschreibt sie als Schlotruinen, und VINCENT (1963), der sie genauer untersuchte, bezeichnet sie als Belonite oder Staukuppen.

Diese isoliert stehenden etwa 80 Lavanadeln und -türme treten nur im N des Tarso Ourari auf. Nach VINCENT (1963) stehen die Belonite in Verbindung mit der ältesten vulkanischen Tätigkeit im Tibesti-Gebirge, da sie nur im Bereich der alten Olivin-Basalte erscheinen und nirgendwo mit jüngeren vulkanischen Erscheinungen in Verbindung gebracht werden können. Die Anordnung einiger dieser Staukuppen entlang einer WNW-ESE verlaufenden Linie, die die nördliche Verlängerung der Kammlinie des Tarso Ourari darstellt, ist auffällig, da auch die größeren Basaltgänge in dieser Richtung verlaufen. Eine andere Gruppe von Staukuppen scheint an NE-SW streichende Störungen gebunden zu sein.

Nach den Beobachtungen im Luftbild stimmt die oben beschriebene Lavanadel bei Budoi mit der Form des Ehi Owarda aus der Gruppe Lodoi überein (Abb. 4, nach VINCENT, 1963: 72, Fig. 17). Diese wird aus Trachyt aufgebaut und stellt die einfachste Form der im Tibesti-Gebiet auftretenden Staukuppen dar.

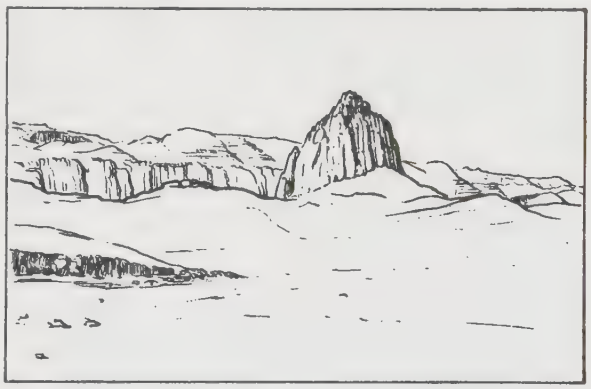


Abb. 4 Staukuppe, Ehi Owarda, der Gruppe Lodoi. Die Lavanadel hat an der Basis einen Durchmesser von etwa 200 m (nach VINCENT, 1963: 72, Fig. 17).

5.2.2 Die Sandsteine

Die Sandsteinvorkommen im Gebiet zwischen Bardai und Aozou sind typische Kontinentalablagerungen, die direkt dem präkambrischen Sockel auflagern (VINCENT, 1963). Die Mächtigkeit der Sandsteine beträgt maximal 300 m, im Durchschnitt schwankt sie jedoch zwischen 100 m und 200 m.

Das kretazische Alter der Sandsteine („Grés de Nubie", WACRENIER, 1958, „continental intercalaire", VINCENT, 1963) stützt sich auf Altersbestimmungen an fossilem, silifiziertem Holz. Schon DALLONI (1934),

der in der Gegend von Aozou fossile Hölzer fand, ließ einige gut erhaltene Stücke von CORSIN (in DALLONI, 1934) bestimmen. Dieser beschreibt sie als *Dadoxylon*. Spätere Funde konnten als *Dadoxylon distichum* und *Dadoxylon lugrieuse* bestimmt werden. Diese Fossilfunde sprechen für ein kretazisches Alter der Sandsteine.

Photoschlüssel für die Luftbildinterpretation der Vulkanite im Bereich nördlich von Bardai, Tchad

G. E.	Basaltdecken	Staukuppe
Grauton	dunkelgrau	dunkelgrau
Lagerung	horizontal	senkrechte Schlotfüllung
Bankung Schichtung	fehlt	fehlt
Oberflächenstruktur	glatt	glatt-„säulig"
Relative Härte	hart	sehr hart
Homogenitätsgrad	einheitlich	einheitlich
Klüftigkeit	fehlt	hoch
Entwässerungsnetz	—	—

Im Gegensatz dazu stellt VINCENT (1963) wie KLITZSCH (1965) eine ähnlich fazielle Ausbildung der Sandsteine um Bardai mit den altpaläozoischen Sandsteinen am Westrand des Tibesti-Gebirges fest.

Während der Geländeuntersuchung ergaben sich keine zusätzlichen Argumente für oder gegen eine dieser Altersbestimmungen. Der Autor neigt mit Vorbehalt der Auffassung zu, daß der Sandstein kretazisches Alter habe.

Die Verbreitung der Sandsteine im Arbeitsgebiet, die anhand der Luftbilder kartiert wurde, deckt sich ungefähr mit den Angaben der geologischen Karte von WACRENIER (1958).

Die Morphologie der Sandsteine wird durch langgezogene, plateauartige Bergrücken, die meist durch hohe Steilwände begrenzt werden, charakterisiert.

Das Entwässerungsnetz ist weitgespannt. Die Richtung der Wadis wird durch das generelle Schichteinfallen nach NW bestimmt. Die größeren Enneris durchziehen die Sandsteine in tiefen, durch Steilwände begrenzten Kerbtälern, die ebenfalls nach NW entwässern.

Die Sandsteine zeigen drei unterschiedliche lithologische Ausbildungen.

Besonders klar können diese drei Gesteinseinheiten im N und S des Enneri Kudi gegeneinander abgegrenzt werden. Hier beobachtet man ein Schichteinfallen von 5 ° bis 10 ° nach NW, das dazu führt, daß sich eine Schichtstufenlandschaft herausbilden kann. Die drei G. E. des Sandsteines, die mehrfach abwechseln, können hier klar gegeneinander abgegrenzt und in einem Normalprofil dargestellt werden (Abb. 5).

Zuerst beobachtet man einen hellgrauen, mächtigen (30 m), durch viele Klüfte in Blöcke aufgelösten, massigen Sandsteinhorizont (Sa), der eine dunkelgraue Schicht überlagert. Diese dunkle Bank (Sc) zeigt keinerlei Kluftspuren, hat eine ebene, glatte, „samtartige" Oberfläche, die leicht mit der der Vulkanite verwechselt werden kann. Die Mächtigkeit der Lage ist sehr gering (ca. 5 m).

Im Liegenden dieser dunklen G. E. (Sc) treten gut geschichtete, im Grauton wechselnde Lagen auf (Sb). Diese Schichten sind stark geklüftet, die Erosion konnte die Klüfte jedoch nicht vertiefen. Daher ist die Oberfläche meist eben oder weich gewellt.

Das Liegende bilden wieder massige Sandsteine (Sa). Lokal (im N des Enneri Kudi und im Gebiet Gara Orkor) beobachtet man zwischen der Basis der Sandsteine und den tieferen Sandsteinen (Sa) eine G. E. wohlgeschichteter, im Grauton stark wechselnder, gering mächtiger Sandsteine (Sb).

Die Verbreitung der drei Sandstein-Einheiten ist im Arbeitsgebiet entsprechend den Lagerungs- und Mächtigkeitsverhältnissen unterschiedlich. Im W des Enneri Mécheuf, auf der Oberfläche der schmalen Bergrücken, zeichnen sich die massigen Sandsteine unter einer dünnen Decke etwas dunklerer Sandsteine, die der G. E. (Sb) zugeordnet werden, ab.

Die dunkle G. E. Sc ist hier nirgendwo aufgeschlossen. Nur im NE erscheint sie an einigen Stellen in kleinen Aufschlüssen in verschiedenen Niveaus. Die Grenze der Gesteins-Einheiten Sa und Sb kann hier nicht scharf gezogen werden, da die fast horizontale Lagerung der Sandsteine eine morphologische Differenzierung durch die Erosion nicht zuläßt.

Photoschlüssel für die Photointerpretation der Sandsteine im Bereich nördlich von Bardai, Tchad

G. E.	G. E. Sa	G. E. Sb	G. E. Sc
Grauton	hellgrau	stark wechselnd	dunkelgrau
Lagerung	horizontal leicht geneigt	horizontal leicht geneigt	horizontal leicht geneigt
Bankung Schichtung	fehlt weitgehend	gut ausgebildet	gut ausgebildet
Oberflächenstruktur	„blockig" tief zerklüftet	glatt-wellig z. T. „körnig"	glatt
Relative Härte	hart	insgesamt weicher	sehr hart
Homogenitätsgrad	einheitlich	Materialwechsel	einheitlich
Klüftigkeit Klüftigkeitsindex	sehr hoch 40	fehlend - sehr hoch 0-40	fehlend 40
Entwässerungsnetz	weitgespannt sub-parallel	weitgespannt sub-parallel	weitgespannt sub-parallel

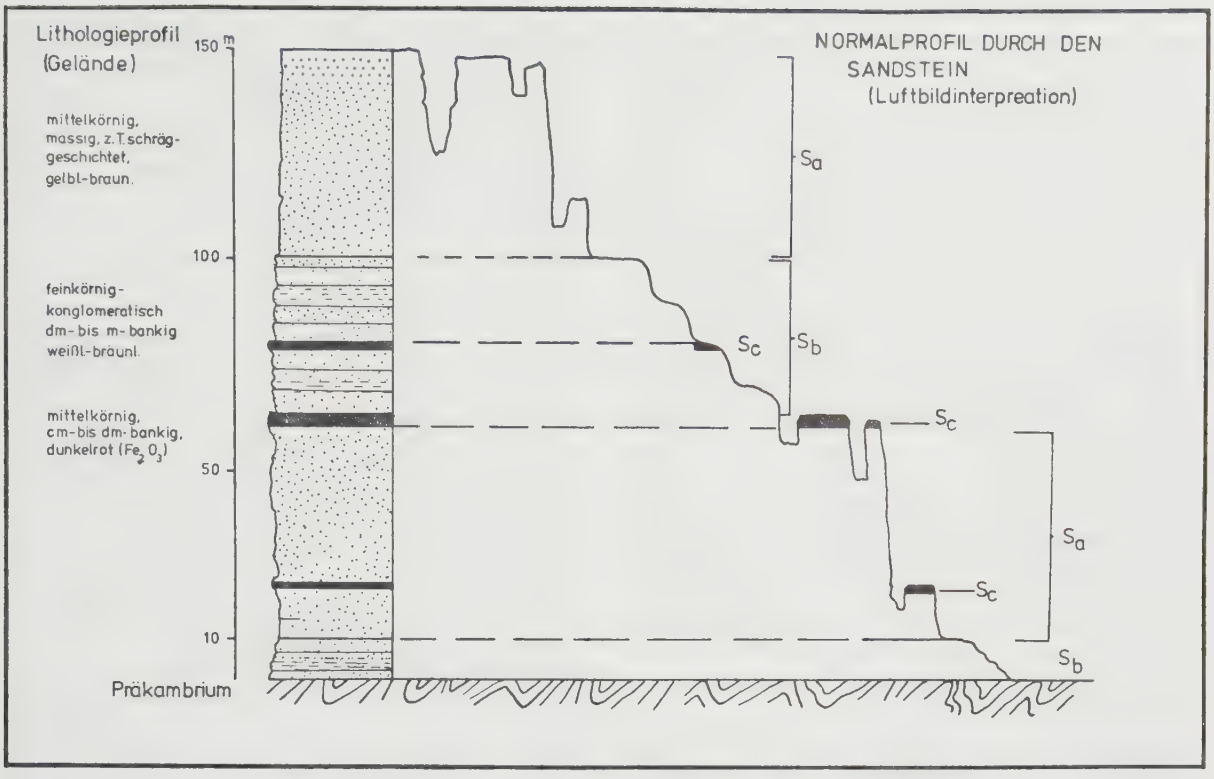

Lithologieprofil
(Gelände)
150 m
100
50
10
Präkambrium
mittelkörnig,
massig, z.T. schräg-
geschichtet,
gelbl-braun.
feinkörnig-
konglomeratisch
dm- bis m-bankig
weißl-bräunl.
mittelkörnig,
cm-bis dm-bankig,
dunkelrot (Fe_2O_3)
NORMALPROFIL DURCH DEN
SANDSTEIN
(Luftbildinterpreation)
S_a
S_b
S_c
S_c
S_a
S_c
S_b

Abb. 5

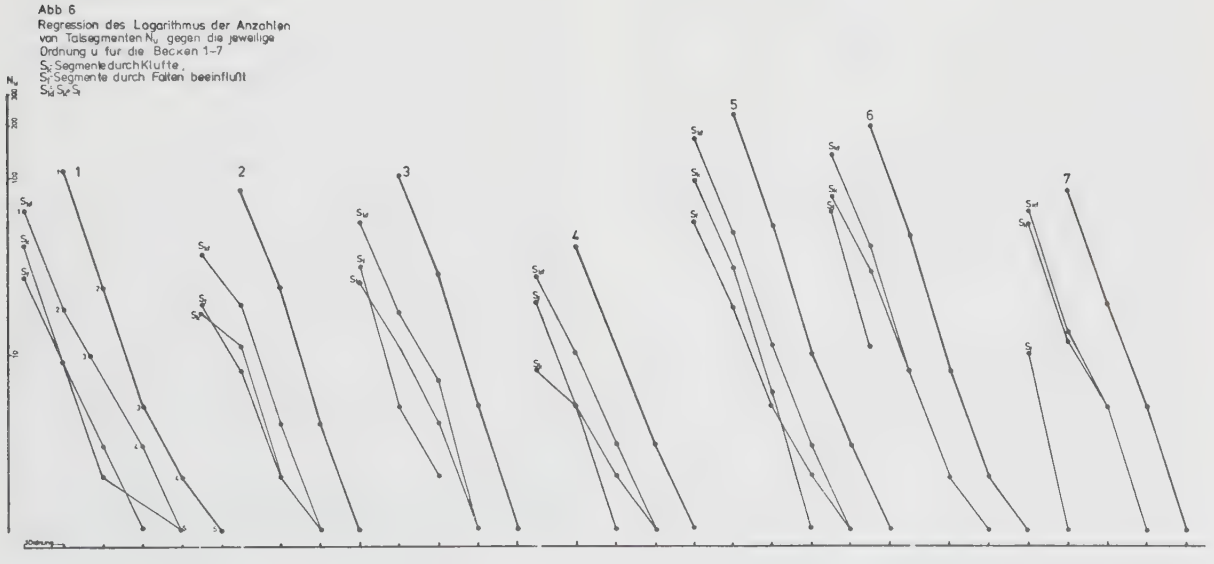


Abb. 6
Regression des Logarithmus der Anzahlen
von Talsegmenten N_u gegen die jeweilige
Ordnung u für die Becken 1–7
S_K: Segmente durch Klufte,
S_F: Segmente durch Falten beeinflußt
S_M S_K S_F
1
2
3
4
5
6
7

Abb. 6

Im Einzugsgebiet des Enneri Mécheuf fallen die Sandsteine flach bis mittelsteil nach NW ein (10 ° bis 30 °), daher sind Schichtflächen und Schichtköpfe deutlich herausgearbeitet. Es handelt sich um eine feine Wechsellagerung von gut geschichteten, im Grauton stark wechselnden Sandsteinen, die fast keine Kluftspuren aufweisen. Die Mächtigkeit dieser Sandsteinserie übersteigt 50 m. Die Lage der mächtigen G. E. Sb muß über der des Profils in Abb. 5 liegen, da ein ähnlicher Horizont im Arbeitsgebiet nicht nochmals auftritt.

Hier wird ein Problem sichtbar: Je steiler die Schichten einfallen, desto stärker werden auch noch geringfügige Gesteinsunterschiede herausgearbeitet. Es kann dann dazu kommen, daß eine relativ flach einfallende Gesteinsschicht massig erscheint, obwohl bei steilerem Einfallen sichtbar werden kann, daß dieselbe Gesteinsschicht aus einer Wechsellagerung unterschiedlich harter Bänke aufgebaut wird.

Die Sandsteine im Bereich des Gara Orkor fallen nach SW ein und zeigen alle drei Gesteinseinheiten: im E die tief geklüfteten, massigen Sandsteine (Sa), im W die dunkle G. E. (Sc) und darüber im S die gut geschichteten, im Grauton stark wechselnden Sandsteinfolgen (Sb).

Hier tritt unter den gut geschichteten Sandsteinen (Sb) nochmals eine dunkle Schicht (Sc) auf.

5.2.3 Das Präkambrium

Das Präkambrium des Tibesti-Gebirges, das großflächig im nördlichen Tibesti zutage tritt, wird von WACRENIER (1957) in zwei Serien gegliedert, das Obere und Untere Tibestien („Tibestien inférieur" und „supérieur"), entfernt vergleichbar mit dem Suggarien und Pharusien des Hoggar. Sie unterscheiden sich durch den Grad der Metamorphose, der im Unteren Tibestien meso- bis katazonal und im Oberen Tibestien nur epizonal ist.

Nach WACRENIER (1958) werden beide Serien durch ein Konglomerat getrennt, das aus aufbereitetem Material des Unteren Tibestien besteht. Die Zone, in der das Konglomerat aufgeschlossen ist, ist durch Störungen zerrüttet.

LELUBRE (1946) dagegen glaubte, ein kontinuierliches Zunehmen des Metamorphosegrades erkannt zu haben, und lehnt deshalb diese Unterteilung ab. Seine Ansicht wird auch durch die gleiche Richtung der NNE-SSW streichenden Faltenachsen des Oberen und Unteren Tibestien gestützt.

Da im Arbeitsgebiet nur die Gesteine des Oberen Tibestien anstehen, kann der Autor sich zu diesem Problem nicht äußern. Im folgenden hält sich der Autor aber an die von WACRENIER (1957, 1958) aufgestellte Gliederung.

Das Obere Tibestien besteht allgemein aus überwiegend tritischen metamorphen Sedimenten: Schiefern, Sandsteinen, Arkosen, Konglomeraten sowie eingeschalteten Rhyolithen. An der Basis treten einige Kalkbänke auf. Der Metamorphosegrad ist überall sehr gering. Die ursprünglichen Sedimentstrukturen sind meist gut erhalten geblieben.

In die Metamorphite drangen syn- bis posttektonische Granite ein. Es handelt sich nach WACRENIER (1958) um Normalgranite und Alkali-Granite. An Pegmatite gebunden, treten in den Graniten lokal Zinnstein- und Wolframitvererzungen auf.

Da, wie KLITZSCH (1970) feststellte, Alkali-Granite im Gebiet des Ehi Tirké von kambroordovizischem Sandstein überlagert wurden, ist die Vermutung von MACHENS (1968), die Alkali-Granite könnten mesozoisches Alter haben, widerlegt.

5.2.3.1 Die Metamorphite des Oberen Tibestien

Die Morphologie der Metamorphite wird beherrscht durch eine leicht nach N geneigte Kappungsfläche, die die Faltenstrukturen des Oberen Tibestien abschneidet und eine einheitliche Gipfelflur bewirkt.

Da die Porosität der Metamorphite sehr gering ist, konnte sich auf ihnen ein relativ dichtes, dendritisch-winkeliges Kerbtalsystem entwickeln.

Der Höhenunterschied von den Bergkämmen zu den Talsohlen überschreitet nie 200 m. Lokal, z. B. den Sandsteinen im W vorgelagert, beobachtet man einen ebenen, nur geringfügig durch Kerbtäler angeschnittenen größeren Rest einer Kappungsfläche.

Die überwiegend dendritischen, durch eine leichte epizonale Metamorphose überprägten Sedimente sind stark gefaltet. Ihre ursprüngliche Sedimentstruktur ist noch weitgehend erhalten (WACRENIER, 1957, 1958). Die Sedimentfolge besteht aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Grauwacken, Konglomeraten und Tonsteinen. Teils schichtkonkordant, teils als kleine Stöcke treten Rhyolithe auf. An der Basis des Oberen Tibestien erscheinen einzelne Kalkbänke. VINCENT (1963) schätzt die Mächtigkeit des Oberen Tibestien auf einige tausend Meter.

Die Metamorphite zeigen im Arbeitsgebiet eine monotone Abfolge von geringmächtigen, meist steil stehenden Bänken. Die härteren Sandsteine und Grauwacken bilden Schichtrippen; die weicheren, tonigen Sedimente dagegen Hohlformen. In diese wird vom Wind heller Sand eingeblasen, daher zeichnen sich auch diese Ausbißlinien deutlich im Luftbild ab.

Die Bankmächtigkeit bleibt meist unter 10 m, d. h. im Luftbild erscheinen die Schichtköpfe steil einfallender Bänke als dünne, wenige 0,1 mm breite Linien.

Die Metamorphite nehmen im Arbeitsgebiet die größte Fläche ein, zeigen aber keinerlei auffälligen Gesteinswechsel. Schwache Unterschiede in der Gesteinsfolge machen sich an einigen Stellen im Luftbild bemerkbar. Deshalb kann annäherungsweise eine Gliederung in Gesteinseinheiten vorgenommen werden.

Als Gesteinseinheit Ma wird die normale Ausbildung der Metamorphite bezeichnet. Sie zeigt einen regelmäßigen Wechsel von harten und weicheren Bänken, deren Mächtigkeit 5 bis 10 m nie überschreitet.

Der Grauton der G. E. Ma ist insgesamt mittelgrau und kann lokal von Bank zu Bank dunkler oder heller

sein. Am auffälligsten heben sich fast rein weiß erscheinende Bänke ab. Sie treten verstreut über das ganze Gebiet auf, sind geringmächtig und halten im Streichen meist nicht lange aus. Wie bei der Geländeuntersuchung erkannt wurde, kann es sich dabei sowohl um Rhyolith-Lagen als auch um sehr glimmerreiche Phyllite handeln.

Die Oberflächenstruktur wird bestimmt durch die Bankung und vor allem durch die Faltenstrukturen. Von den steil einfallenden Bänken sind nur die Schichtköpfe aufgeschlossen. Sie erscheinen als feine Linien, die für das ganze Obere Tibestien charakteristisch sind. Nur bei flacherem Einfallen werden auch Schichtflächen sichtbar, die aber im Luftbild nur wenige mm^2 groß werden. Es ist daher selten möglich, auf den Schichtflächen genaue Messungen vorzunehmen.

Die Klüftung beeinflußt ebenfalls das photogeologische Bild der Metamorphite. Die Kluftspuren bilden meist scharfe, gerade Kerben, die überwiegend quer zum allgemeinen Streichen der Ausbißlinien streichen. Dagegen bewirkt eine Kleinklüftung, die sich auf die einzelnen Bänke beschränkt und wesentlich intensiver ist als die kartierbare Großklüftung, daß die Geländeoberfläche „feinkörnig" erscheint.

Die relative Härte und der Homogenitätsgrad der G. E. Ma wird durch den gleichförmigen Wechsel der harten und weichen Bänke charakterisiert.

Die Gesteinseinheit Mb kommt nur im N des Gebietes zwischen den Granitmassiven des Oakor und Ofouni vor. Sie ist im wesentlichen an den Rand der Granite gebunden, weshalb hier zwei Interpretationen möglich sind:

1. Es handelt sich um eine Schichtfolge, in der die härteren Sandsteine und Arkosen gegenüber den tonigen Sedimenten überwiegen.

2. Die höhere Härte der Gesteine könnte man aber auch auf kontaktmetamorphe Einwirkungen der Granite zurückführen. Die Auswirkungen der Kontaktmetamorphose, z. B. am Rande des Ofouni-Massives, scheinen sich aber nur auf den westlichen Saum zu beschränken, da nur hier auffällige morphologische und Grauton-Änderungen gegenüber der allgemeinen Ausbildung der Metamorphite auftreten.

Der Grauton der G. E. Mb ist dunkelgrau. Die Oberflächenstruktur des „weich-welligen" Geländes erscheint überwiegend glatt oder „grob-körnig". Die relative Härte der Gesteine ist einheitlich hoch; sie zeigen keinen deutlichen Materialwechsel. Die Klüftung dieser G. E. Mb scheint sehr gering zu sein, da die Lineamente gegenüber den kurzen Kluftspuren überwiegen.

Die Gesteinseinheit Mc tritt im S des Gebietes auf. Sie wird durchzogen von einem sehr dichten, dendritisch ausgebildeten Entwässerungsnetz, das der Landschaft einen badlandartig „zerrachelten" Charakter gibt.

Hier überwiegen geringmächtige Bänke. Die Bankfolge setzt sich aus meist tonigen Sedimenten zusammen. Daher beobachtet man fast keine Schichtausbisse oder Schichtflächen. Die Faltung in diesem Gebiet erscheint wenig ausgeprägt.

Die Gesteine zeigen einen hellen Grauton, der aber von den vielen, hoch reflektierenden Sonnenhängen mitbestimmt wird.

5.2.3.1.1 Das Entwässerungsnetz ist im Oberen Tibestien wegen der geringen Porosität des Gesteins sehr dicht. Die Wadis folgen, wie LIST und STOCK (1969) zeigten, überwiegend den bruchtektonischen Schwächezonen. Daneben beeinflußt auch das Generalstreichen der Falten die Fließrichtung der Wadis.

Das Entwässerungsnetz kann nach den grundlegenden Arbeiten von HORTON (1932, 1945) quantitativ erfaßt werden. Die von HORTON (1932, 1945) und STRAHLER (1957) erkannten Gesetzmäßigkeiten wurden von GHOSE et al. (1967), LIST und STOCK (1969), MORISAWA (1962), SCHUMM (1956) und SHREVE (1966) überprüft. Diese Autoren betonen alle die Gültigkeit der HORTON'schen Gesetze, weisen aber darauf hin, daß durch lithologische und/oder tektonische Inhomogenitäten des Untergrundes eine Beeinflussung der gesetzmäßigen Entwicklung des Entwässerungsnetzes zu beobachten ist.

Hier soll nur auf „HORTON's law of stream numbers" eingegangen werden (HORTON, 1945). Es besagt, daß die Anzahl der Talsegmente verschiedener Ordnung in einem gegebenen Entwässerungsnetz annähernd eine inverse geometrische Reihe bildet.

Dabei werden die feinsten Verästelungen des Entwässerungsnetzes nach STRAHLER (1952) alle als Segmente 1. Ordnung betrachtet. Der Zusammenfluß von jeweils zwei Segmenten der einen Ordnung ergibt jeweils ein Segment der nächsthöheren Ordnung.

In mathematischer Schreibweise lautet „HORTON's law of stream numbers":

$$Nu = Rb\ (s-u) \qquad (1)$$

Dabei ist Nu die Anzahl der Talsegmente (stream numbers) der Ordnung u, und s gibt die höchste Ordnung innerhalb eines Entwässerungsbeckens an. Rb ist das Bifurkationsverhältnis, das angibt, wie oft sich ein Talsegment bestimmter Ordnung zu Segmenten der nächstniedrigeren Ordnung aufspaltet.

Als Formel ausgedrückt gilt:

$$Rb = \frac{Nu}{Nu + 1} \qquad (2)$$

wobei Rb das Bifurkationsverhältnis und Nu die Anzahl von Segmenten der Ordnung u bedeutet.

Der Logarithmus von Rb ist gleich der Steigung b der Geraden (MAXWELL, 1955). Nach der Umformung aus (1) ergibt sich dann:

$$\begin{aligned} b &= \log\ Rb \\ \log Nu &= a - bu \end{aligned} \qquad (3)$$

Diese Gerade ist die Regressionsgerade des Logarithmus der Anzahl der Talsegmente (Ordinate) gegen die jeweilige Ordnung (Abszisse).

Tabelle 1: Entwässerungsbecken 1-7

O = Ordnung, N = Anzahl der Talsegmente, Sk = durch Klüfte beeinflußte Talsegmente, Sf = durch Falten beeinflußte Talsegmente, Sr = nicht unter Sk oder Sf fallende Talsegmente.

	O	N	Sk	Sf	Sr
1	1	112	41	27	44
	2	24	9	9	6
	3	5	2	3	—
	4	2	1	1	—
	5	1	1	—	—
		144	54	40	50
		100 %	37 %	28 %	35 %
2	1	85	17	19	48
	2	24	11	8	5
	3	4	2	2	—
	4	1	1	1	—
		114	31	30	53
		100 %	27 %	27 %	47 %
3	1	102	25	31	45
	2	27	12	5	8
	3	5	4	2	—
	4	1	1	—	—
		135	42	38	53
		100 %	31 %	28 %	39 %
5	1	40	8	19	13
	2	12	5	5	2
	3	3	2	1	—
	4	1	1	—	—
		56	16	25	15
		100 %	28 %	45 %	27 %
6	1	235	97	56	82
	2	53	30	18	2
	3	10	6	5	—
	4	3	1	2	—
	5	1	—	—	—
		302	134	81	84
		100 %	45 %	27 %	28 %
7	1	84	53	10	21
	2	19	12	1	6
	3	5	5	—	—
	4	1	1	—	—
		109	71	11	27
		100 %	65 %	10 %	25 %

Im folgenden wurden 7 Entwässerungsbecken untersucht. 4 Becken liegen im Bereich des Enneri Arogoud (1-4). Das Entwässerungsnetz 5 erstreckt sich um das Enneri Binidorossu im S des Arbeitsgebietes. Die Entwässerungsbecken 6 und 7 liegen im Bereich des Enneri Kudi.

Betrachtet man die Kurven, die sich für die 7 untersuchten Entwässerungsbecken ergeben, wenn man den Logarithmus der Zahl der Talsegmente gegen die jeweilige Ordnung aufträgt, so resultieren meist nur geringfügig von einer Geraden abweichende Kurven (Abb. 6, S. 21).

Inwieweit sich die tektonischen Strukturen des Untergrundes auf die Entwicklung des Entwässerungsnetzes auswirken, kann im ariden Gebiet anhand der Luftbilder genau untersucht werden. Auffällig ist nämlich, daß trotz der offensichtlich starken Abhängigkeit des Flußnetzes von tektonischen Strukturen keine starken Abweichungen von der Regressionsgeraden festzustellen sind (vgl. auch LIST und STOCK, 1969).

Die Untersuchungen der Entwässerungsnetze zielten deshalb darauf, einzelne Talsegmente, wenn möglich, bestimmten tektonischen Strukturen zuzuordnen. Die Talsegmente folgen im Arbeitsgebiet im wesentlichen den Richtungen, die durch die Klüfte und Lineamente vorgezeichnet sind, oder die Falten beeinflussen ihren Verlauf. Nachdem die einzelnen Talsegmente eines Entwässerungsnetzes den jeweiligen Strukturen, die sie beeinflussen, zugeordnet waren, konnten sie, getrennt nach Ordnungen, ausgezählt werden. Die Zahlen erscheinen in Tabelle 1.

Es wurden folgende Ergebnisse gewonnen:

70 % aller Talsegmente konnten eindeutig als tektonisch beeinflußt erkannt werden. Davon folgen 40 % den vorgegebenen Kluft- und Störungsrichtungen, 30 % zeigen deutlich ihre Abhängigkeit von Faltenstrukturen. Auffällig ist, daß a l l e Talsegmente der höheren Ordnungen von der Tektonik beeinflußt sind. Nur bei den Talsegmenten 1. Ordnung tritt ein größerer Prozentsatz auf, der unabhängig von tektonischen Vorzeichnungen zu verlaufen scheint. Die Auswertung der Entwässerungsbecken aus den Luftbildern im Maßstab 1 : 20 000 ergab eine größere Zahl tektonisch nicht beeinflußter Gerinnespuren als die aus den kleinmaßstäbigen Luftbildern. Das ist verständlich, da aus den großmaßstäbigen Luftbildern die kleinsten Gerinnespuren noch kartiert werden, die überwiegend lokalen Gefällerichtungen folgen. Stellt man die Zahl tektonisch beeinflußter Talsegmente in gleicher Weise wie alle Talsegmente eines Entwässerungsbeckens in einer Kurve dar (Abb. 6), so wird ersichtlich, daß das gesamte Flußsystem eine einheitliche tektonische Abhängigkeit zeigt. Deshalb ergibt sich auch keine deutliche Auslenkung der Regressionsgeraden. Nur dort wäre es denkbar, daß sich eine starke Abweichung vom HORTON'schen Gesetz bemerkbar macht, wo das Entwässerungsnetz teils unbeeinflußt dendritisch, teils deutlich gerichtet ausgebildet ist.

5.2.3.2 Die Granite des Oberen Tibestien

Im Arbeitsgebiet treten Granitmassive auf, die sich sowohl im Grauton als auch durch die Struktur und Morphologie klar von den anderen Gesteinseinheiten unterscheiden. Die Granitmassive liegen im N des Gebietes; das eine, Ofouni, wird vom Enneri Ofouni von E nach W durchzogen, das andere liegt nördlich der Einmündung des Enneri Ofouni in den Enneri Bardagué und bildet dort die Depression des Ehi Garahi Oakor. Ganz im N ragt der südlichste Zipfel des Granitmassives Meché in das Arbeitsgebiet hinein. Südlich davon beobachtet man kleinere Granitapophysen.

Die Granitstöcke Ofouni und Oakor zeigen beide einen etwa kreisförmigen Umriß mit einem Durchmesser von 8 km (Ofouni) bzw. 14 km (Oakor).

Zwei spitzwinklig zur Mitte verlaufende Störungen im S des Ofouni-Massivs versetzen die Grenze zu den Metamorphiten um einige 100 m nach N.
Zwei Störungen, die etwa 50 ° streichen, zerlegen den Meché-Granit in 3 horizontal gegeneinander versetzte Schollen.

Photoschlüssel für die Luftbildinterpretation der Granite

	Granitmassiv Ofouni	Granitmassiv Oakor
Grauton	dunkel-hellgrau	mittelgrau
Lagerungsform	runder Stock	runder Stock
Bankung Schichtung	keine; massig	keine; massig
Oberflächenstruktur	„grobkörnig“	„grobkörnig“
Relative Härte	erhabenes Relief, teilweise vergrust	Depression vergrust
Homogenitätsgrad	einheitlich mit Gängen	einheitlich
Klüftigkeit	sehr hoch	sehr hoch
Klüftigkeitsindex	> 40	
Enwässerungsnetz	weitgespannt	Fließrinnen

Das Granitmassiv Oakor scheint nicht gestört zu sein, nur im NE greifen die Metamorphite etwas in den Granit hinein, so daß dort die Störung zum Granitkontakt vermutet werden kann.

Morphologisch bildet der Oakor-Granit eine Depression, deren tiefster Punkt noch etwas höher zu liegen scheint als die Flußbetten des Enneri Ofouni oder Bardagué. Die Verwitterungsdecke, die sich über dem Granit gebildet hat, besteht aus hellem, vergrustem Granitmaterial und aus Flugsandablagerungen. Außen, am Rand der Depression, erkennt man vereinzelt Fließrinnen und Akkumulationen. Die Gerinnebetten im E gehen vom Enneri Meché aus, biegen nach S um und verlieren sich zur Mitte der Depression hin. Im S der Depression spaltet sich ein Gerinne vom Enneri Ofouni ab und verläuft vom Rande des Granites nach N. Die Fließrinnen geben Hinweise auf etwa zirkular verlaufende Schwächezonen im Granit, wie sie ähnlich von LIST und STOCK (1969) aus dem nördlichen Tibesti beschrieben werden.

An einigen Stellen im NW und im E schimmert durch die dünne Verwitterungsdecke das anstehende Gestein mit seiner rauhen, körnigen Oberfläche hindurch. Die Kluftspuren im Anstehenden sind im Luftbild zum Teil noch deutlich zu erkennen.

Der Granit macht einen homogenen Eindruck; er wird nicht von Gängen durchzogen.

Im SE erhebt sich aus der Fläche ein kegelförmiger Berg, dessen abgeplattete Spitze von vulkanischem Gestein aufgebaut wird. Es breitet einen dunkelgrauen Schuttmantel über das Liegende aus, so daß nicht sicher festzustellen ist, ob es sich hier um den Rest einer Basaltdecke über anstehendem Granit handelt.

Der Granit scheint syn- bis posttektonisch in Bezug auf die Faltung des Oberen Tibestien eingedrungen zu sein, da die Faltenachsen im Nebengestein aus der generellen NE-SW verlaufenden Streichrichtung auslenken und nach NNW umbiegen, um sich im W an das Granitmassiv anzuschmiegen. Im E schneidet der Granit die etwa 45 ° streichenden Faltenstrukturen ab.

Das kleinere Ofouni-Massiv zeigt dagegen, wie der Meché-Granit, ein schwach erhabenes Relief. Die höchsten Erhebungen überragen jedoch nicht die randlichen Metamorphite. Vielmehr wird der Granit an diesen Stellen von Basaltdecken überlagert, die, wenn auch nur einige Meter mächtig, verwitterungsresistenter als der Granit zu sein scheinen. Der Höhenunterschied von der Talsohle bis zu den Basaltdecken ist gering, er beträgt maximal 30 m.

Der Grauton der Granite ist dunkel. Mit zunehmender Vergrusung der Granite hellt er sich jedoch auf. Da sich große Teile der Massive in einem fortgeschrittenen Stadium der Vergrusung befinden, hat man insgesamt den Eindruck, daß der Granit gegenüber dem Nebengestein heller erscheint.

Photoschlüssel für die Luftbildinterpretation der Metamorphite im Bereich nördlich von Bardai, Tchad

G. E.	G. E. Ma	G. E. Mb	G. E. Mc
Grauton	mittelgrau	dunkelgrau	hellgrau
Lagerung	gefaltet	gefaltet	gefaltet
Bankung Schichtung	gut ausgebildet	schwächer ausgebildet	schwächer ausgebildet, durch geringe Härteunterschiede undeutlich
Oberflächenstruktur	scharfgratige Bergformen	weich wellig	„zerrachelt, badland-artig“
Relative Härte	stark wechselnd hart - weich	überwiegend harte Bänke	überwiegend weiche Bänke
Homogenitätsgrad	deutlicher Materialwechsel	ziemlich einheitlich	ziemlich einheitlich
Klüftigkeit	stark	schwach	schwach
Klüftigkeitsindex	wechselnd 10-40	30	30
Entwässerungsnetz	dendritisch-winkelig	sub-dendritisch	sehr dicht sub-dendritisch

Die Oberflächenstruktur des Granites wirkt „grobkörnig". Der Granit zeigt eine sehr dichte Klüftung, daher ist es nicht möglich, alle sichtbaren Kluftspuren zu kartieren. Der aus der Karte ermittelte Kluftindex liegt über 40.

Entlang der Schwächezonen greift die Erosion bevorzugt an und bewirkt die Herausbildung von langgezogenen, niederen Bergrücken, deren Oberfläche durch Kluftspuren untergliedert wird.

Der Normalgranit des Ofounimassivs (WACRENIER, 1958) wird von Gängen durchzogen, die sich durch ihren sehr dunklen Grauton und ihr erhabenes Relief vom Granit deutlich unterscheiden. Im Luftbild zeigen sie dieselbe Ausbildung wie die basaltischen Gänge im Bereich der Sandsteine.

Nach der Geländeüberprüfung handelt es sich in einem Fall um einen Aplitgang, dessen Oberfläche von einer dunklen Kruste überzogen ist.

Obwohl die Granitmassive des Ofouni und Oakor eine unterschiedliche Morphologie zeigen, kann nicht mit Sicherheit auch auf eine unterschiedliche chemisch-mineralogische Zusammensetzung der Granite geschlossen werden. Die Verwitterungsresistenz der Granite kann ebensogut von der Klüftigkeit beeinflußt werden.

Eine Erklärung für die unterschiedliche Morphologie der Granite geben die Reste von Basaltdecken. Die Vulkanite schützten nämlich das Ofouni-Massiv längere Zeit vor den Einwirkungen der Erosion. Daher zeigt sich hier erst andeutungsweise die Bildung einer Depression.

6. Tektonik

Die tektonischen Strukturen und Ereignisse, die von DALLONI (1934), GEZE et al. (1957), VINCENT (1963) und KLITZSCH (1965, 1970) erkannt und beschrieben wurden, sind vorwiegend bruchtektonischer Art.

Zwar werden die präkambrischen Faltenstrukturen erwähnt, aber sie waren bisher nie Gegenstand intensiver Untersuchung.

Wie KLITZSCH (1970) darlegt, lassen sich im Raum der Zentral-Sahara drei Perioden struktureller Entwicklung unterscheiden:

a) Die präkambrischen Faltungen.

b) Die altpaläozoische Blockbildung.

c) Die mesozoische Blockbildung und der tertiäre und quartäre Vulkanismus.

Das Arbeitsgebiet stellt nur einen sehr kleinen Ausschnitt der Zentral-Sahara dar. Es liegt aber in dem Bereich, in dem sich die großen SE-NW und SSW-NNE streichenden Strukturen kreuzen. Daher ist zu fragen, ob die Luftbildauswertung Hinweise auf Auswirkungen der verschiedenen tektonischen Phasen geben kann. Die Diskussion der photogeologischen Ergebnisse kann aber nur unter sehr günstigen Umständen, ebenso wie bei Geländeuntersuchungen, die Abhängigkeit der bruchtektonischen Elemente von bestimmten Ereignissen nachweisen.

Im Gegensatz zur reinen Geländearbeit erweist sich die photogeologische Arbeitsweise hier als besonders vorteilhaft, da großräumige Strukturen schnell und im Zusammenhang erkannt und kartiert werden können. Dadurch wird es möglich, die Geländearbeit genau zu planen und bestimmte Gebiete und Probleme gezielt zu untersuchen.

a) Die Faltungen des Präkambriums

VINCENT (1963) und WACRENIER (1958) geben folgenden Abriß der Entwicklungsgeschichte der beiden präkambrischen Serien:

1. Ablagerung der Sedimente des Unteren Tibestien.

2. Meso-katazonale Metamorphose (Gneise, Amphibolite, Quarzite und Marmore); danach Faltung des Unteren Tibestien verbunden mit Migmatisation und Eindringen von Granodioriten und Alkali-Kalk-Graniten.

3. Hebung, Erosion, Einebnung.

4. Sedimentation des überwiegend aus detritischem Material bestehenden Oberen Tibestien.

5. Ablagerung von überwiegend detritischem Material und Eindringen überwiegend rhyolithischer Laven.

6. Epizonale Metamorphose und Faltung, zuletzt Eindringen von Alkali-Kalk-Graniten.

7. Eindringen von Alkali-Graniten.

8. Bruchtektonik und Aufdringen von Rhyolithen.

9. Vererzung des Yedri (U) und des Ofouni (Pb, Cu, Ag).

10. Erosion und Einebnung.

Im folgenden werden die Faltenstrukturen des Oberen Tibestien im Bereich des Arbeitsgebietes, soweit sie sich aus dem Luftbild ablesen lassen, beschrieben.

Dabei soll untersucht werden, inwieweit die Photogeologie ein Hilfsmittel für die Arbeitsweise der quantitativen Tektonik sein kann.

b) Die altpaläozoische Blockbildung

Nach KLITZSCH (1965, 1970) verlaufen die frühkaledonischen bruchtektonischen Elemente NW-SE etwa senkrecht zu den präkambrischen Faltenachsen. Das legt die Vermutung nahe, daß es sich um den Ausdruck geringfügiger postorogener Dehnungserscheinungen in Richtung der Achse des präkambrischen Orogens handeln kann. Die Tripoli-Tibesti-Schwelle, der Mouri-Idé-Horst und die Haroudjschwelle (siehe Abb. 8) wurden schon im Kambrium angelegt. Die bruchtektonische Blockbildung, die Randstörungen von einigen hundert Metern Sprunghöhe erreichte, ging später in eine weitgespannte epirogenetische Wellung über. Es wurden zunächst NW bis NNW streichende Horst- und Senkungsschollenfelder angelegt, die nach Ende der

Abb. 7 Ausschnitt aus dem Stereomodell Nr. NF 33-XII-039/040. Maßstab etwa 1 : 50 000, c = 125 mm. Der obere Bildrand weist nach N. Das Stereomodell zeigt im W Teile des Ofouni-Granitmassivs inmitten der präkambrischen Schiefer des Oberen Tibestien. Im S versetzt die Störung „Budoi" den Sandstein gegen die Metamorphite. Im N überlagern Reste einer Basaltdecke (dunkelgrau) die Metamorphite und den Granit. Cliché IGN, Paris.

bruchtektonischen Vorgänge die im Kambrium vorgegebenen Bewegungstendenzen noch bis ins Devon beibehielten. Da mit großer Wahrscheinlichkeit die Schwellen nichts anderes darstellen als verzögerte, zur Ruhe kommende Horste und die Tröge Bereiche ausklingender Absenkung weitläufiger Tiefschollen, ist die Wellung sicherlich nicht als Zeichen von Einengung infolge tangentialen Drucks zu verstehen.

KLITZSCH (1970: 514) deutet das altpaläozoische Strukturrelief als Ausdruck SW-NE-gerichteter Dehnung.

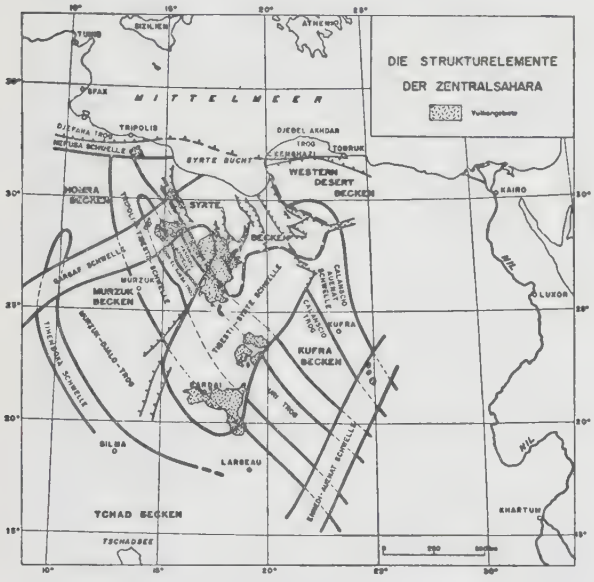


Abb. 8 Schematische Darstellung wesentlicher Strukturelemente der Zentralsahara (nach E. KLITZSCH, 1970): 477, Abb. 9).

c) Die mesozoische Blockbildung und der tertiäre und quartäre Vulkanismus

Nach KLITZSCH (1970: 514 ff.) erfolgt seit dem Karbon ein Wandel im Bauplan der mittleren Sahara. Im Oberkarbon setzt die Bildung NE bis NNE gerichteter Schwellen ein, die während des Perms und des Mesozoikums das Vordringen des Meeres auf die Saharatafel weitgehend verhindert. Der großtektonische Ablauf stellt eine Umkehr der altpaläozoischen Bauprinzipien dar: Die damalige Entwicklung begann mit bruchtektonischer Blockbildung und ging in eine epirogene Wellung über. Jetzt wird senkrecht zu diesen alten Strukturrichtungen ein weitspanniges Wellungsfeld angelegt, das in Blockbildung ausklingt.

Die Tibesti-Syrte-Schwelle ist, entlang steiler Verwerfungszonen nach NW, auf ihr Vorland aufgeschoben; das Vorland ist stellenweise gefaltet (Abb. 8). Die Aufschiebung und Faltung am NW-Rand der Tibesti-Syrte-Schwelle fand im Jura oder an der Wende Jura/Kreide statt.

Der Vulkanismus des Tibesti liegt im Kreuzungsbereich der Tibesti-Syrte-Schwelle mit der Tripoli-Tibesti-Schwelle (KLITZSCH, 1965). Die Vulkane sind an den E-Rand der Tibesti-Syrte-Schwelle gebunden, an der antithetische Abschiebungen vorherrschen.

6.1 Faltenbau im Oberen Tibestien

6.1.1 Photogeologische Auswertung von Faltenstrukturen

Während die Kartierung von Faltenstrukturen im Gelände oft eine mühevolle und langwierige Arbeit ist, hat die photogeologische Auswertung der Falten den Vorteil, nicht nur in kurzer Zeit mit verhältnismäßig geringem Aufwand tektonische Daten zu gewinnen, sondern sie kann auch regionalgeologische Strukturzusammenhänge schnell und genau erfassen.

Die photogeologische Arbeitsweise ist deshalb von großem Vorteil und wird daher immer wichtiger bei der regionalen Kartierung, weil sie, im Gegensatz zur geologischen Arbeit im Gelände, bei der aus zahllosen Einzelbeobachtungen die Vorstellung vom regionalgeologischen Bau entsteht, den umgekehrten Weg geht. Hierbei versucht man zunächst anhand eines Photomosaiks einen Eindruck von den regionalen Zusammenhängen zu gewinnen, um anschließend ins Detail zu gehen (KRONBERG, 1967). Die unerläßliche Geländearbeit stützt sich dann auf die photogeologische Auswertung und braucht nur problematische Punkte der Auswertung zu kontrollieren. Im übrigen kann sich die Feldarbeit auf spezielle Fragestellungen konzentrieren, die die Luftbildauswertung nicht beantwortet.

Natürlich ist die Ausbeute an geologischen und tektonischen Daten abhängig von den Aufschlußverhältnissen, der Morphologie und dem Klimabereich, in dem das Arbeitsgebiet liegt. Die Bedingungen für eine photogeologische Untersuchung im ariden Gebiet sind, besonders auch im Hinblick auf die Erfassung von Strukturen, sehr günstig, da die Erosion alle Details der Faltenstrukturen herausarbeitet.

Die räumliche Betrachtung ermöglicht es, die Falten in ihrer Größe, Lage und Geometrie zu erkennen und ohne großen Aufwand an Messungen zu kartieren.

Deshalb bietet sich die photogeologische Arbeitsmethode auch als Hilfsmittel für die Arbeitsweise der quantitativen geometrischen Tektonik an, weil ein großer Teil der Daten, die für diese Arbeitsweise wichtig sind, schnell aus dem Luftbild gewonnen werden können.

BREDDIN (1967: 212) definiert die Ziele der quantitativen Tektonik folgendermaßen:

„Die quantitativ-geometrische Tektonik ... setzt sich zum Ziel, die tektonischen Verformungen innerhalb der Kruste nicht nur in ihrer Art, sondern auch in ihrem Ausmaß zu erforschen. Dies kommt dadurch ... zum Ausdruck, daß ... die Ausmaße für Verkürzung und Auslängung sowie Scherung, wenn auch oft nur in Annäherung, angegeben werden."

Ausgangspunkt und Anregung für die quantitative Tektonik war die tektonische Verformung von Fossilien, die schon früher untersucht wurde (PHILLIPS, 1844; SHARPE, 1847; VOLL 1953 u.a.). BREDDIN (1956) berechnet die Gesteinsverformung aus der Deformation der Fossilien und gibt das Ausmaß der Verformung in Zahlenwerten an.

Anhand von Luftbildern können zwar, bei günstigen Aufschlußverhältnissen, direkte Angaben über die Geometrie von Falten gemacht werden, über die Art und den Grad der inneren Deformation sind jedoch nur indirekte Schlußfolgerungen möglich. Detaillierte und genaue Ergebnisse bringen hier nur Geländebeobachtungen.

Es ergibt sich also, daß ein Teil der für die Faltentektonik wichtigen Daten anhand der Luftbilder ermittelt werden kann, ein anderer jedoch, vor allem, was die innere Deformation betrifft, nur durch Geländearbeit.

Dabei muß betont werden, daß, wie ALLUM (1962) ausführt, die Luftbilder geologische Daten liefern, die auf keine andere Weise erhältlich sind und gleichwertig neben die aus Geländeuntersuchungen gewonnenen Daten zu stellen sind.

Ein Beispiel hierfür sind unter anderen die photogeologischen Arbeiten von GERARDS (1962), der im Bas-Kongo Faltenstrukturen kartierte und dabei Querfalten entdeckte, die eine neue Deutung des Bauplanes des bearbeiteten Gebietes ermöglichten und damit auch die stratigraphischen Probleme lösen halfen.

6.1.2 Beschreibung verschiedener Falten aus dem Luftbild

Unter günstigen Aufschlußbedingungen, wie sie z. B. im ariden Gebiet herrschen, ist es möglich, Faltenstrukturen aus dem Luftbild zu kartieren und ihre Geometrie zu beschreiben.

Kartiert wird in erster Linie der Verlauf von Ausbissen markanter Bänke, die Aufschlüsse über die Größe und die Art der Falten geben. Zudem ist es möglich, die geeignetsten Aufschlüsse für Geländemessungen schnell im Luftbild zu finden. Wertvolle Hinweise gibt auch die Morphologie, die je nach ihrer Geschichte mehr oder weniger deutlich von den Faltenstrukturen beeinflußt wird.

Im Arbeitsgebiet herrschen Voraussetzungen, die eine genauere Untersuchung der Faltenstereometrie ermöglichen. Im folgenden sollen die Kriterien, anhand derer die Geometrie von Falten im Luftbild erkannt wird, aufgezeigt werden.

Dabei hält sich der Autor an die Ausführungen über „Faltung" von BREDDIN (1968).

Die Beschreibung der Geometrie von Falten stützt sich im Wesentlichen auf die Begriffe Faltenachse, Achsenfläche, Faltenschenkel und Scharnierzone. Sind z. B. die Schichtflächen auf den Faltenschenkeln gekrümmt, so handelt es sich um eine Rundfalte; bei ebenen Faltenschenkeln spricht man von Scharnierfalten; knicken die Schichten im Scharnier ab, so ist es eine Knickfalte.

Man unterscheidet nach dem Neigungswinkel, den die Faltenachsenebene mit der Horizontalen einschließt, aufrechte, geneigte, überkippte und liegende Falten.

Symmetrische Falten haben gleichlange, asymmetrische ungleichlange Schenkel.

Die Größe der Falten kann durch ihre Spannweite angegeben werden. Unter der Spannweite versteht man den senkrechten Abstand der Faltenebenen zweier Sättel oder Mulden (BREDDIN, 1968). Im Arbeitsgebiet liegt die Faltengröße immer unter 1000 m. Die folgenden Werte sind nur Annäherungswerte. Sie beruhen auf den Abstandsmessungen der Faltenachsen.

Solche Messungen sind deshalb möglich, weil die mittlere Höhenlage des Geländes fast eine Ebene darstellt und die Kartierung der Faltenstrukturen am Stereotop durchgeführt wurde. Da die Faltenachsenebenen senkrecht oder nur wenig geneigt sind, ist der Fehler bei einem maximalen Höhenunterschied der Bergspitzen zum Talboden gering. Es wurden 60 Achsenabstände gemessen: davon zeigen 27 einen Abstand von unter 300 m. 22 Sattelachsenabstände liegen zwischen 300 bis 450 m und je 6 Achsenabstände weisen auf eine Spannweite zwischen 450 bis 600 m bzw. 600 bis 1000 m hin.

Voraussetzung für die Entstehung solcher kleinen Falten ist der Wechsel von dünnen kompetenten und inkompetenten Schichten von jeweils wenigen Metern Mächtigkeit. Verschiebt sich z. B. in der Gesteinsfolge der Anteil zugunsten der tonigen Sedimente, so ist auch die Faltung weniger ausgeprägt. Daher konnten auch im „zerrachelten" Bereich der Metamorphite nur wenige Faltenstrukturen erkannt werden.

Im übrigen Gebiet überwiegt eine Bankfolge aus stetig wechselnden dünnen, kompetenten und inkompetenten Bänken. Diese Schichtenfolge begünstigt die Entstehung von Falten mit überwiegend geringen Spannweiten. Da die Metamorphite keine auffälligen Gesteinsunterschiede oder starke Mächtigkeitsänderungen der einzelnen Bänke erkennen lassen, zeigen sich auch im Arbeitsgebiet keine auffälligen Veränderungen im Faltenbau des Oberen Tibestien.

Die Kriterien, die es erlauben, auch noch kleine Faltenstrukturen aus dem Luftbild zu beschreiben, sollen im folgenden dargelegt werden.

a) Einfache, stehende symmetrische Rund-, Scharnier- und Knickfalten (BREDDIN, 1968: 349)

Die Faltenachsenebene steht bei solchen Falten senkrecht auf der Horizontalen. Die Richtung des Einfallens der Schenkel ist verschieden; der Einfallswinkel der Schenkel ist gleich.

Im Luftbild zeichnet sich die einfache Rundfalte meist am deutlichsten ab, weshalb in Lehrbüchern über Photogeologie gewöhnlich nur diese Faltenart gezeigt wird.

Morphologische Formen von Rundfalten erscheinen symmetrisch, z. B. Antiklinalkämme. Oft zeigen sich flach einfallende Schichtflächen und weich gebogene Schichtkämme. Da die Aufrichtungswinkel bei diesen Falten meist unter 43° bleiben (BREDDIN, 1968), wirkt sich der Überhöhungsfaktor im Stereomodell po-

Abb. 9 Ausschnitt aus dem Stereomodell Nr. 4723/4724, Maßstab 1 : 20 000, c = 153,34 mm. Der obere Bildrand weist etwa nach NE. Das Stereomodell zeigt gefaltete Metamorphite des Oberen Tibestien im Bereich des Unterlaufes des Enneri Arogoud. Erkennbar sind schmale Ausbisse unterschiedlich harter Bänke, die fast saiger stehen oder flach nach NW einfallen. Klüfte und Lineamente werden durch den geradlinigen Verlauf von Wadis deutlich hervorgehoben. Luftbilder von Aero-Exploration, Frankfurt/Main.

sitiv aus. In den Luftbildern des Arbeitsgebietes konnten keine Rundfalten beobachtet werden.

Dagegen zeichnen sich stehende Scharnierfalten und Knickfalten deutlich ab. Die Sättel erscheinen als scharfe Antiklinalkämme. Vor allem im W des Gebietes können einzelne isolierte Strukturen beobachtet werden. Die Scharnierzone besteht aus einem scharfen Grat, der meist keine umbiegenden Schichten erkennen läßt. Nur an wenigen Stellen zeigt sich das enge Umknicken einer kompetenten Bank. Dieser Hinweis einer umknickenden Ausbißlinie ist in E des Gebietes oft der einzige Hinweis auf eine Scharnier- oder Knickfalte. Auf den Flanken der isoliert stehenden Bergkämme treten ebene Schichtflächen auf, die aber im Luftbild so klein sind, daß eine genaue Messung ihrer Raumlage nicht möglich ist. Das Schichteinfallen liegt meist über 40 °, daher ist eine Schätzung auch nur in weiten Grenzen möglich, da sich hierbei der Überhöhungsfaktor ungünstig auswirkt. Der Einfallswinkel, der in Wirklichkeit etwa 47 ° beträgt, erscheint im Stereomodell bei zweifacher Überhöhung als 65 ° (RAY, 1960). Die hohen Einfallswerte der Faltenschenkel sind auch dafür verantwortlich, daß ein Abtauchen der Faltenachse sich nicht sehr deutlich abzeichnet. Das V-förmige Auseinanderlaufen zeigt selbst bei günstigstem Schnitt der Geländeoberfläche mit der Falte keine großen Unterschiede des Öffnungswinkels an der Umknickstelle.

b) Vergente (geneigte bis überkippte) symmetrische Scharnierfalten

Die Faltenachsenebene schließt mit der Horizontalen einen Winkel ein, der kleiner als 90 ° ist. Bei geneigten Falten schwankt die Achsenebene um 70 °, bei überkippten um 45 ° und z. B. bei liegenden Falten um 10 °. Die Richtung des Einfallens bei geneigten Falten ist auf den Faltenschenkeln noch verschieden; bei überkippten Falten weisen die Einfallsrichtungen der Schenkel in dieselbe Richtung. Der Einfallswinkel der Faltenschenkel geneigter Falten ist unterschiedlich. Dieser Unterschied verringert sich mit zunehmender Vergenz.

Im Luftbild zeigen z. B. Antiklinalkämme eine deutlich asymmetrische Form. Es bildet sich entsprechend dem flacheren Faltenschenkel ein flacher Hang aus, dem eine steilere Hangform gegenübersteht. Diese zeigt im Gegensatz zum flachen Hang wenige Schichtausbisse oder Schichtflächen, da sie meist von Hangschutt überdeckt werden. Die Scharnierzone oder Anzeichen, die auf eine solche hinweisen, finden sich aber am steileren Hang. So sucht man z. B. die scharfen Umbiegestellen kompetenter Schichtausbisse am günstigsten am niederen Ende eines Bergkammes.

Im Arbeitsgebiet erscheinen dort, vorausgesetzt, ein Wadi unterschneidet den Hang, kleine Aufschlüsse, in denen steil stehende Schichten beobachtet werden können. Hier beobachtet man auch die V-förmige Ausbißlinie der kompetenten Bänke.

Sehr günstige Aufschlußverhältnisse können dort entstehen, wo ein Kerbtal eine Faltenstruktur quert. In dem Anriß zeigt sich manchmal eine Scharnierzone im Profil. Da der Aufrichtungswinkel bei geneigten und überkippten Falten (wie auch im Arbeitsgebiet) über 40 ° liegt, tritt der Überhöhungsfaktor im Stereomodell stark störend in Erscheinung.

Die flacheren Faltenschenkel fallen im Arbeitsgebiet meist nach NW ein. Daraus kann auf eine Vergenz nach SE geschlossen werden, die nach den Beobachtungen im ganzen Gebiet einheitlich auftritt.

c) Symmetrisch - asymmetrische, isopache-anisopache Falten (BREDDIN, 1963: 209, 1968: 346 ff.)

Symmetrische Falten haben im Gegensatz zu asymmetrischen gleich lange Faltenschenkel. Isopache Falten zeigen im Gegensatz zu anisopachen Falten gleich dicke Faltenschenkel. Anisopache Falten sind praktisch immer asymmetrisch (BREDDIN, 1968).

Im Luftbild können anisopache und isopache Falten dann unterschieden werden, wenn Leithorizonte auftreten, die deutliche Unterschiede in der Mächtigkeit auf beiden Schenkeln zeigen. Da im Luftbild die Mächtigkeit über die Ausbißbreite und den Fallwert der Bank gemessen werden kann, muß die zu messende Schichtdicke im Verhältnis zum Bildmaßstab in einem günstigen Verhältnis stehen. Im Arbeitsgebiet beträgt die Bankmächtigkeit fast nie mehr als 10 m, d. h. die Ausbißlinien erscheinen sowohl in den kleinmaßstäbigen Luftbildern als auch in den Luftbildern im Maßstab 1 : 20 000 nur als Linien von einigen 0,1 mm Breite.

Daher ist es unmöglich, genaue Angaben über unterschiedliche Mächtigkeiten einer Bank aus den Faltenschenkeln zu machen. Die Symmetrie bzw. die Asymmetrie dieser Falten zeigt sich jedoch bei etwa horizontalem Geländeschnitt durch den gleichen bzw. unterschiedlichen Faltenachsenabstand an.

Zusammenfassend kann über die Geometrie der Falten im Oberen Tibestien des Arbeitsgebietes folgendes gesagt werden:

1. Die dünne Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Schichten erlaubt vorwiegend die Ausbildung kleiner Faltenstrukturen, deren Spannweiten unter 1000 Metern liegen.

2. Es treten vorwiegend Knickfalten (bzw. Scharnierfalten) mit steilen, ebenen Faltenschenkeln auf.

3. Die Achsenfläche steht aufrecht oder ist leicht nach SE geneigt. Der Neigungswinkel beträgt etwa 90 ° bis 60 °.

4. Die Achsenebene kann gewellt sein.

5. Der Aufrichtungswinkel der Faltenschenkel liegt um oder über 60 °. Dazu BREDDIN (1968: 333): „Bei einem Aufrichtungswinkel der Faltenschenkel von mehr als 60 ° muß es zu einer Längung nicht nur des Schichtverbandes, sondern auch der Gesteine selbst in der Scheitelachse kommen. Diese Längung wird meist durch zusätzliche Gesteinsverformung (innere Deformation) bewirkt werden. Deshalb sind Falten mit

Aufrichtungswinkeln von mehr als 60° in der Regel innendeformierte Falten."

6. Annäherungsweise und mit allem Vorbehalt entsprechen die aus den Luftbildern gewonnenen Daten etwa dem Typ einer „schwach innendeformierten, geneigten, asymmetrischen Falte (mit horizontalem Faltenspiegel)". BREDDIN (1968: 424a) gibt hierfür folgende Daten an:

$\alpha = 70°$; $\varepsilon = \gamma = 45°$; m : ma = 0,34; Dc = 0,37; ma : m = 1,28; Da = 2,34.

(α = Aufrichtungswinkel; ε = Einfallswinkel der Achsenfläche; m = bankrechte Mächtigkeit; ma = aufgerichtete Schichtdicke. Dc = Wert für die Einengung; Da = Auslängungswert.) (Vgl. Abb. 35)

6.1.3 Der Faltenbau im Arbeitsgebiet

Im E des Gebietes streichen die Faltenachsen einheitlich um 45°. Südlich der Depression Ehi Garahi Oakor biegen sie nach NNW um. Etwa im Bereich des Unterlaufes des Enneri Kudi beobachtet man, wie die anfänglich nach NE streichenden Faltenachsen in die S-N-Richtung umlenken und dann in einem fast rechten Winkel nach W umbiegen. Kurz nach der Umknickstelle werden die Strukturen von einer N-S verlaufenden Störung abgeschnitten. In W setzen sie sich nicht in derselben Streichrichtung fort, sondern sie verlaufen steil NNW. Die Faltenachsen ziehen sich bis an das Granitmassiv des Oakor und schmiegen sich im W an den Granit. Im N lenken die Faltenachsen wieder in das generelle Streichen von etwa 45° ein.

Ein Teil der Faltenachsen richtet sich im S des Granitmassives wieder in die N-S-Richtung auf, um kurz vor dem Granitstock nach NE umzubiegen. Ihr Streichen beträgt hier um 60°.

Wie im Kapitel 5.2.3.1 ausgeführt wurde, bestehen die Metamorphite aus einer Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Bänken, deren geringe Mächtigkeit von jeweils nur wenigen Metern für die geringe Größe der Falten verantwortlich gemacht werden muß. Da sich die Gesteinsabfolge im Gebiet nicht wesentlich ändert, herrscht auch ein einheitlicher Baustil der Falten vor. Zwar konnten drei Bereiche unterschiedlicher Lithologie auskartiert werden, aber sie sind in ihrer Gesteinsausbildung doch zu ähnlich, um deutlich erkennbare Unterschiede auch im Faltenbau zu bewirken.

Große Faltenstrukturen treten nur vereinzelt im S des Arbeitsgebietes auf. Mit Sicherheit geben sich diese Falten als Antiklinalkämme zwischen dem Enneri Kudi und dem Enneri Arogoud zu erkennen. Die Faltenachsen streichen etwa 45° und liegen horizontal. Südlich des Enneri Arogoud deuten die auf breiter Front parallel verlaufenden Ausbißlinien auf größere Faltenstrukturen hin. Sie streichen ebenfalls um 45°.

Die größte Zahl der Falten hat Spannweiten unter 500 m. In den meisten Fällen geben sich diese Strukturen im Luftbild nur undeutlich zu erkennen, weshalb in einigen Fällen auch nur die Richtung der Faltenachse angegeben werden konnte. Außerdem war es oft schwierig, Sattelstrukturen von Mulden zu unterscheiden. Die Sättel treten meist als Antiklinalkämme auf. Besonders auffällige Antiklinalkämme finden sich im Bereich des Unterlaufes des Enneri Kudi. Hier beobachtet man die typischen asymmetrischen Bergrücken und die Verlagerung des umlaufenden Streichens auf den südöstlichen Hang (Abb. 9, 10).

An manchen Stellen im N des Arogoud beobachtet man kleinste Fältelungen, die nur einige Bänke erfassen und Spannweiten von wenigen 10 Metern zeigen. Z. T. sind es Zickzackfalten; manchmal erscheint aber auch ein weicheres Verbiegen einzelner Bänke. Die kleinsten Falten tauchen z. T. steil ab und liegen quer zum generellen Streichen.

Im Oberlauf des Enneri Arogoud treten größere Querfalten auf. Sie streichen E-W oder verlaufen um 120°. Die Abb. 10 zeigt deutlich eine quer zur allgemeinen Streichrichtung liegende Mulde. Im S des Granitmassivs Meché treten ähnliche um 120° streichende Querfalten auf.

Innere Deformation (Schiefrigkeit)

Hinweise auf die innere Deformation der Gesteine, die durch die Faltung hervorgerufen und im Luftbild erfaßbar werden, sind im allgemeinen wenig aussagekräftig.

ALLUM (1962) geht auf das Problem der Schieferung und Schichtung von metamorphen Gesteinen aus der Sicht des Photogeologen ein. Ebenso versuchen SABET (1962) und KRONBERG (1967) Indizien zu finden, die auf die Schieferung hinweisen.

ALLUM (1962) führt aus, daß sich die Schichtung eher in den Luftbildern morphologisch abzeichnet als die Schieferung, die sich in einigermaßen homogenem Gestein als parallele, zahlreiche und kurze Photolineationen abbilden kann.

Es ist sehr schwierig, im Arbeitsgebiet sichere Hinweise auf Schiefrigkeit zu erhalten, da der Luftbildmaßstab zu klein ist. Zudem besteht eine Bankung aus einem ausgeprägten Wechsel von harten und weichen Lagen mit sehr geringer Mächtigkeit, die die morphologischen Auswirkungen der Schiefrigkeit unterdrücken.

Da sich die Faltenstrukturen aber gut zu erkennen geben und die Lage der Faltenachsenebene rekonstruierbar ist, müßten, falls sich eine Schiefrigkeit irgendwie morphologisch abzeichnen oder sich in Photolineationen auswirken würde, diese in der Richtung der Faltenachse erscheinen. Morphologisch aber prägen in dieser Richtung überwiegend die Ausbißlinien der Schichten das Erscheinungsbild. Photolineationen in der Streichrichtung erscheinen in Form von Klüften nur sehr untergeordnet. In dieser Richtung überwiegen die längeren Lineamente.

Es lassen sich keine Kriterien in den Luftbildern finden, die auf eine Schiefrigkeit des Gesteins hindeuten.

6.2 Die Bruchtektonik

Im Tibesti-Gebirge zeigen sich die bruchtektonischen Auswirkungen der präkambrischen Faltung, der alt-

Abb. 10 Ausschnitt aus dem Stereomodell Nr. 4718/4719, Maßstab 1 : 20 000, c = 153,34 mm. Der obere Bildrand weist nach NE. Das Stereomodell zeigt gefaltete Metamorphite des Oberen Tibestien im Bereich des Enneri Arogoud (Flußbett in der Bildmitte). Im S und N des Enneris erkennt man etwa E-W streichende Querfalten. Luftbilder von Aero-Exploration, Frankfurt/Main.

paläozoischen und der mesozoischen Blockbildung sowie der tertiären Ereignisse in Verbindung mit dem Vulkanismus. Am eindrucksvollsten sind die über einige hundert Kilometer streichenden, NE-SW verlaufenden Störungen, die vertikale Versatzbeträge von über 300 m aufweisen. Sie entstanden während der Blockbildung der Tibesti-Syrte-Schwelle an der Wende Jura-Kreide (KLITZSCH, 1970).

Sie zeigen in auffälliger Weise etwa dieselbe Streichrichtung wie die Faltenachsen des Präkambriums.

Die bruchtektonischen Erscheinungen, die mit der Faltung des Oberen Tibestien zusammenhängen, geben sich nicht eindeutig zu erkennen. Ebenso ist nicht sicher, inwieweit Kluftrichtungen und der Verlauf von Störungen mit der altpaläozoischen Blockbildung in Zusammenhang stehen. Die jüngsten Ereignisse, die mit dem Vulkanismus in Verbindung gebracht werden können, überlagern alle übrigen.

6.2.1 Die Photolineationen

Die meisten photogeologischen Arbeiten befassen sich in irgendeiner Weise mit Photolineation, die KRONBERG (1967: 165 ff.) folgendermaßen definiert:

„Unter Photolineation versteht man in der Photogeologie alle geradlinigen oder schwach gekrümmten Elemente des Landschaftsbildes, die sich in der Morphologie, in Flußrichtungen, in Vegetationsreihen oder als lineare Grautonunterschiede im Luftbild bemerkbar machen. Daher sollten alle Photolineationen als potentielle tektonische Indikatoren betrachtet und auf ihren Charakter im Luftbild bzw. Gelände überprüft werden."

Diese allgemeine Definition sagt weder etwas über die Länge der Photolineationen aus, noch unterscheidet sie zwischen Kluft und Störung. Sie deckt sich aber mit dem Begriff „Lineament" wie ihn BILLINGS (1954) verwendet.

BLANCHET (1957) benutzt den Begriff „fracture", den er in „mikro- und makro-fractures" untergliedert. Ähnliche Einteilungen benutzten LATTMAN und NICKELSEN (1958).

LATTMAN (1958) unterscheidet dann „fracture traces", die kürzer als eine Meile sind. In Anlehnung an diese Nomenklatur und an die Definition von SCHMIDT-THOME (1953) benutzt LIST (1968) die Begriffe „Kluft" und „Störung" im Sinne von „fracture traces" und „Lineament". Der Autor folgt im wesentlichen der Nomenklatur von LATTMAN (1958) bzw. LIST (1968). In der vorliegenden Arbeit werden Photolineationen, von denen nur die streichende Erstreckung bekannt ist, in solche, die kürzer als 1,5 km sind, und solche, die länger als 1,5 km sind, untergliedert.

Die kurzen Photolineationen werden in Anlehnung an LIST (1968) bzw. SCHMIDT-THOME (1958) als Klüfte bezeichnet, die längeren dagegen als Lineamente (LATTMAN, 1958).

Beobachtet man sowohl bei den kurzen wie auch bei den langen Photolineationen deutliche horizontale bzw. vertikale Versatzbeträge, so werden sie als Störungen bezeichnet.

Die Photolineationen werden also folgendermaßen untergliedert:

ohne sichtbaren Versatz		mit sichtbarem Versatz	
<1,5 km	>1,5 km	<1,5 km	>1,5 km
Kluft	Lineament	Störung	

6.2.2 Zur Technik der Auswertung von Photolineationen

Der für die Auswertung der Klüfte geeignetste Maßstab beträgt 1 : 20 000 (LATTMAN, 1958). Kleinere Maßstäbe dagegen erlauben bei günstigen Aufschlußverhältnissen, die im ariden Gebiet meist gegeben sind, keine quantitative Kluftauswertung, wenn der Maßstab, wie in den benutzten Luftbildern der IGN, sehr klein ist.

Die Auswertung von Lineamenten dagegen wird durch einen kleinen Maßstab begünstigt. Im Gebiet treten sie deutlich auf jedem Bild in Erscheinung und können sogar ohne räumliche Betrachtung kartiert werden.

Die genaue Kluftauswertung und die allgemeine photogeologische Kartierung setzt die Verwendung von Stereokartiergeräten auch für Gebiete mit schwachem Relief voraus (PILLMORE, 1957).

Das Stereokartiergerät wandelt die Zentralperspektive der Luftbilder in die Orthogonalprojektion topographischer Karten um. Dadurch werden Radialverschiebungen ebenso wie Maßstabsänderungen, die durch Reliefunterschiede auftreten, eliminiert.

Bestimmung der Richtungsverteilung von Klüften nach drei Methoden

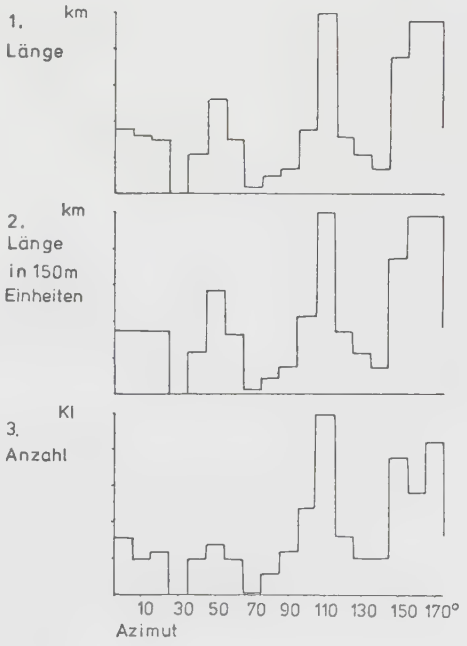


Abb. 11

Richtung und Länge einer Photolineation werden daher immer in der Karte gemessen.

Da man nicht das Streichen der Kluft, sondern die Richtung der Kluftspur mißt, können nach LIST (1968) Abweichungen vom wahren Streichen auftreten, die unter ungünstigen Bedingungen, etwa in den Alpen, über 10 ° betragen. Diese Fehler resultieren aus flachem Einfallen der Kluft und steilem Neigungswinkel des Hanges. Da im Arbeitsgebiet die Reliefunterschiede gering sind und die Hangneigungen selten 30 ° übersteigen, fallen die Azimutverfälschungen praktisch nicht ins Gewicht, zumal die Azimute bei der Auswertung in Klassen von 10 ° zu 10 ° eingeteilt werden.

Die Richtungsverteilung der Klüfte und Lineamente wird ermittelt, indem z. B. die absoluten Längen der Klüfte einer Richtung addiert werden. Diese Methode wird in der photogeologischen Auswertung oft angewandt (BODECHTEL, 1969; HENDERSON, 1960; KRONBERG, 1964; LIST und STOCK, 1969; MARCHESINI et al., 1962; RENNER, 1968).

Aus arbeitstechnischen Gründen wurde in Einheiten von 0,5 mm der Karte, entsprechend 150 m in der Natur, gemessen. Dadurch erhält man die „Wertigkeit" der Klüfte.

Die maximale Kluftlänge wird wegen des kleinen Luftbildmaßstabes der Bilder der IGN im Gegensatz zu LIST (1968) auf 1, 5 km erhöht.

Zur Veranschaulichung sollen hier drei Histogramme desselben Meßbereiches gezeigt werden, die die Azimutverteilung der Klüfte nach drei unterschiedlichen Meßverfahren zeigen. Das erste Histogramm zeigt die Richtungsverteilung der addierten absoluten Längen der Klüfte; das zweite Histogramm zeigt die Azimutverteilung, wie sie in der vorliegenden Arbeit nach der Wertigkeit der Klüfte (Einheit: 150 m) ermittelt wurde. Im dritten Histogramm wurde die Azimutverteilung der Kluftanzahlen festgestellt.

Alle drei Kurven zeigen ungefähr dieselbe Richtungsverteilung. Im dritten Histogramm erschien gegenüber den ersten beiden, die sehr ähnlich sind, eine deutliche Betonung des Maximums um 110 °. Es kann jedoch gesagt werden, daß die mittlere Länge der Klüfte in den verschiedenen Richtungen keine wesentlichen Unterschiede aufweist. HENDERSON (1960) und auch RENNER (1968), die dieselben Gegenüberstellungen vorgenommen haben, stellen ähnliche Ergebnisse fest.

Der Klüftigkeitsindex nach LIST (1968) stellt die Anzahl der Klüfte pro Flächeneinheit (1 km²) fest.

HENDERSON (1960) ermittelt die „lineament density per unit area", die die totale Länge der in einer Fläche von 2 x 2 km enthaltenen Photolineamente angibt.

Die vorliegende Arbeit zeigt den Klüftigkeitsindex, den LIST (1968) verwendet. Es wurden drei mittlere Klüftigkeitsindizes ermittelt, die im wesentlichen die unterschiedlichen Gesteinseinheiten charakterisieren: nämlich k = 0-20, 20-40 und über 40 (Klüfte pro km²).

6.2.3 Störungen

Die Störungen drücken sich, wie die Klüfte und Lineamente, in der Morphologie aus. Darüber hinaus geben sie jedoch sichere Hinweise auf den Bewegungsvorgang, der an der Störungsfläche stattfand, da unterschiedliche Gesteinseinheiten durch sie versetzt wurden oder markante Bänke eine solche Versetzung erkennen lassen.

Im Arbeitsgebiet können relative Bewegungsvorgänge im Bereich der Sandsteine ermittelt werden. Im N des Gebietes geben sich Schrägabschiebungen durch den Versatz des Granitmassives Meché (VINCENT, 1963) am Übergang zu den Metamorphiten zu erkennen.

Im W lösen drei 40 ° bis 50 ° streichende Störungen die Sandsteine in lange, schmale Schollen auf, die unterschiedlich stark nach NW gekippt wurden. Es handelt sich um Abschiebungen, bei denen die südöstlichen Schollen relativ nach unten versetzt wurden.

Die südöstliche Störung ist die „Störung Lelubre" („Faille Lelubre", VINCENT, 1963) die von der nördlichen tschadischen Grenze über Bardai nach S bis an den Rand des Tibesti-Gebirges zu verfolgen ist.

Die Richtung dieser Störung im Arbeitsgebiet beträgt 40 °. Sie versetzt im NE des Gebietes Sandstein gegen Sandstein, wobei massiger Sandstein im NW gut geschichtetem im SE gegenüberliegt. Während nordwestlich der Störung die Sandsteine fast horizontal liegen, fallen sie im SE mit 10 ° bis 30 ° nach NW ein. In der südwestlichen Fortsetzung der Störung stoßen die Sandsteine gegen die präkambrischen Metamorphite, wodurch der Verlauf der Störung im Luftbild nicht nur morphologisch, sondern auch durch den unterschiedlichen Grauton und die verschiedenen Gesteinsstrukturen klar definiert ist. Die westlichen Sandsteinschollen liegen etwa 150 bis 200 m über der Talsohle des Enneri Mécheuf. Da die Stellung der gut geschichteten dunklen Sandsteine östlich der Störung im Nordprofil nicht bekannt ist, kann auch der Vertikalversatz an der Störung nicht genau angegeben werden. Er muß jedoch einige hundert Meter betragen. Nordwestlich der deutlich erkennbaren Störungsspur ziehen kleinere parallele Verwerfungen mit nur geringer streichender Erstreckung und einem Versatz von einigen Zehnern von Metern durch.

An einer Stelle im Unterlauf des Enneri Mécheuf teilt sich die Störung in einige kleinere auf, um sich jedoch nach kurzer Entfernung wieder zu vereinen. Hier beobachtet man, daß der Störung kleine Vulkane aufsitzen. Nördlich davon scheint vulkanisches Material in Störungsflächen aufgedrungen zu sein, da hier die Spur der Störung als erhabener dunkler Grat erscheint.

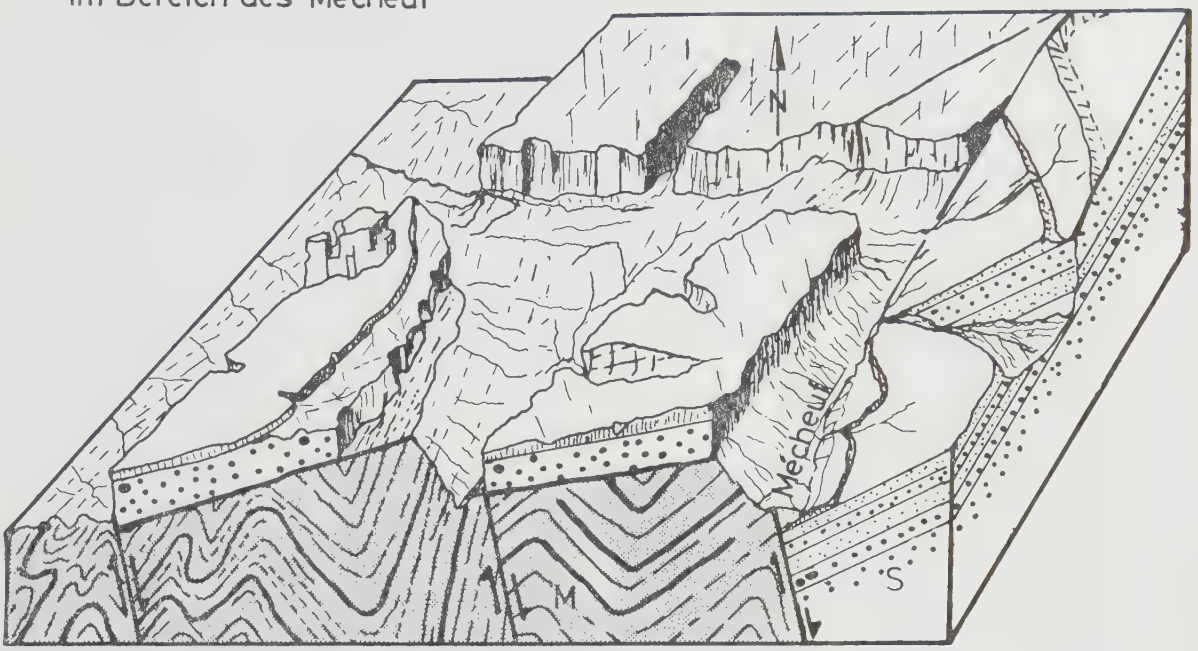
Südlich des Enneri Arogoud kann die Störung nur vermutet werden, da sich zwischen die östlichen Sandsteine und das anstehende Präkambrium eine Pedimentfläche einschaltet, die eine eindeutige Festlegung der Störung verhindert.

Anzumerken ist noch, daß im S das Einfallen der Sandsteine entlang der Störung von NW nach SE wechselt.

Im N spaltet sich von der „Störung Lelubre" nach W eine Störung in spitzem Winkel ab. Hier beobachtet

Bruchtektonik

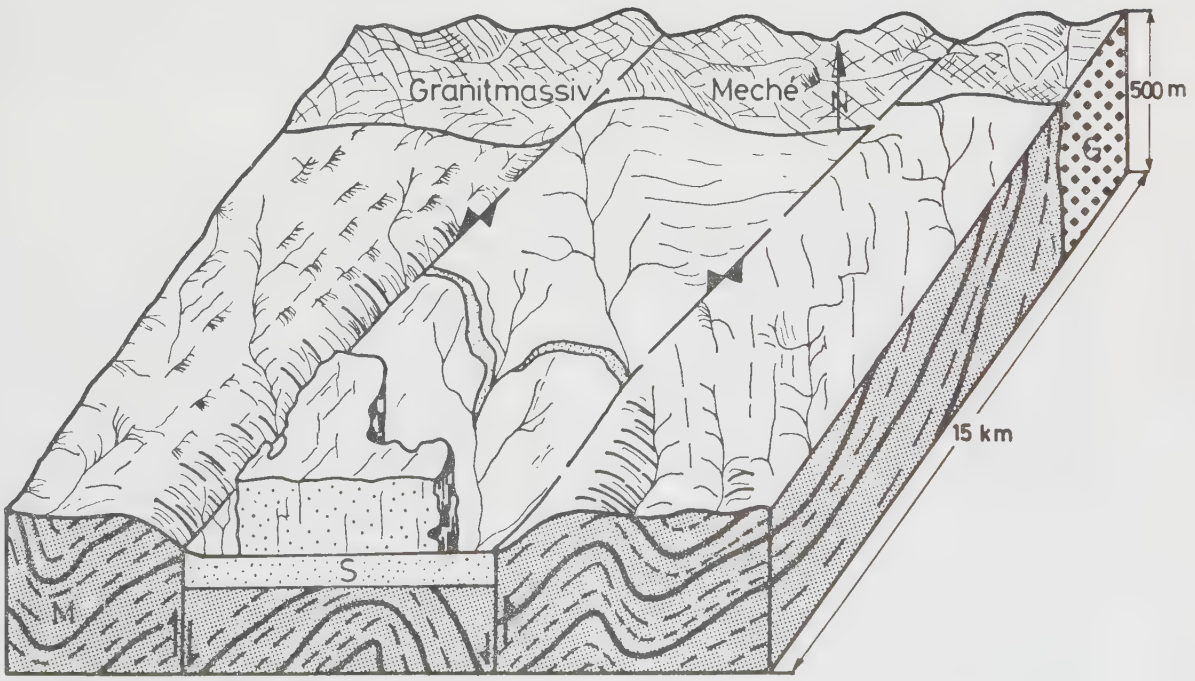
Abschiebung
im Bereich des Mechéuf



Störung "Boudoi"

Störung "Lelubre"

Graben "Gara Orkor"



S = Sandstein , M = Metamorphite , G = Granite

(Blockbilder in Parallelperspektive, stark schematisiert)

Abb. 12

man eine größere Anzahl von parallelen Verwerfungen, die alle in Form geradliniger feiner Grate erkennbar sind. Nach S schließen sie sich zusammen, und die Störung verläuft entlang der Sandsteinsteilwand. Sie muß nach allen Hinweisen aus dem Luftbild auch die Störungsfläche darstellen, da die Fortsetzung der Störung im Präkambrium südlich der Sandsteine in der geraden Fortsetzung der Steilwand erscheint. Das heißt, daß die Wand von der Erosion noch nicht parallel zur Störungsfläche abgetragen werden konnte.

Im spitzen Winkel spalten sich von dieser Verwerfung, diesmal nach NE, in den Sandstein hinein weitere Photolineamente ab, die zum Teil als dunkle, erhabene Kluftspuren erscheinen. Südöstlich der Störung liegen die Sandsteine fast horizontal; auch kann hier kein großer Versatz stattgefunden haben, da die Höhenlage des Sandsteins etwa gleich der der Sandsteine im NW ist, nur ist der Einfallswinkel dort etwas steiler. Die Verwerfung streicht zuerst etwa 50 ° und schwenkt in ihrem weiteren Verlauf nach S auf etwa 30 ° um.

Die Sandsteine werden ihrerseits von einer dritten großen Störung begrenzt, die hier als „Budoi-Störung" bezeichnet werden soll. Hier bilden die Sandsteinsteilwände ebenfalls die Störungsfläche, die noch fast vollständig erhalten geblieben ist. Südlich der Wasserstelle Budoi folgt ein tiefes Kerbtal der Störung; dabei wird sichtbar, daß hier die Sandsteinuntergrenze tiefer als die Oberfläche des Präkambriums liegt. An dieser Stelle beobachtet man auch Vegetation, die auf den Austritt von Wasser schließen läßt.

Das Sandsteinplateau östlich des Brunnens Budoi fällt nur sehr schwach nach NW ein. Nach einer kleinen Querstörung im SW, auf der ein Nebenwadi des Enneri Ofouni verläuft, zeigen die Sandsteine einen deutlich steileren Einfallswinkel nach NW. Außerdem sind sie um einige Meter höher gelegen als die nördlichen Sandsteine. Der Verlauf der Störung nach S in den Metamorphiten wird durch Wadis angedeutet. Streckenweise scheint die Störung hier gangartigen Charakter zu haben, da die Gangfüllung als erhabene dunkle Spur auftritt.

Im Luftbild kann zwar der Verlauf und der Versatz der Störungen erkannt werden; das Einfallen der Störungsfläche ist jedoch nicht feststellbar. Nach VINCENT (1963) sind es im Bereich der Sandsteine aber überwiegend antithetische Abschiebungen.

Im Bereich des Granitmassives Meché treten Schrägabschiebungen auf. Es handelt sich dabei um zwei etwa 4 bis 5 km auseinander liegende Störungen, die das Massiv in drei Blöcke untergliedern und jeweils den östlichen nach NE um einige Kilometer versetzen. Der horizontale Versatz von 3 bis 4 km wird an der Grenze Granit-Metamorphit deutlich (VINCENT, 1963). Die Richtung der Störungen ist 50 °, ihr Verlauf wird durch Wadis gekennzeichnet. Südlich des Enneri Ofouni liegen mit einem Einfallen von etwa 10 ° SW Reste von Sandsteinen, die darauf hinweisen, daß es sich hier um einen Graben handelt („Gara Orkor"). Außerdem kann anhand des Einfallens der Sandsteine eine Kippung in Richtung der Grabenachse erkannt werden. In der südlichen Fortsetzung schwenken die Störungen in eine steilere Richtung von etwa 30 ° um. Im Bereich der Metamorphite können keine Bewegungsvorgänge mehr rekonstruiert werden (Abb. 12).

6.2.4 Lineamente

Nach der obengenannten Definition (Kapitel 6.2.1) des Begriffes „Lineament" versteht der Autor darunter geradlinige, durch die Morphologie oder den Grauton erkennbare lineare Elemente, die sich über eine Länge von mehr als 1,5 km erstrecken und die keinen sichtbaren Versatz aufweisen.

Am eindrucksvollsten zeigen sich die großen Lineamente auf dem Weltraumphoto des Tibesti-Gebirges (s. Abb. 13). Hier zeichnen sie sich als gerade helle Linien ab. Die Lineamente folgen im wesentlichen zwei Hauptrichtungen: die eine verläuft sehr konstant etwa NE-SW, die andere zeigt eine gewisse Auffächerung zwischen NNW-SSE und NW-SE. Deutlich heben sich auf dem Satellitenphoto die ungestörten, vulkanischen Gesteine von den Sandsteinen und Metamorphiten ab.

Im Arbeitsgebiet treten die Lineamente überwiegend im Bereich der Metamorphite auf. Sie geben sich immer durch den geradlinigen Verlauf von Wadi-Abschnitten zu erkennen. Am günstigsten ist ihre Auswertung aus einem Photomosaik vorzunehmen, weil hier die streichende Erstreckung am deutlichsten erkennbar ist.

Die Übertragung der Lineamente in die photogeologische Karte erfolgt jedoch immer am Stereotop.

Die Azimutverteilung der Lineamente im Bereich der Metamorphite wird in einem Histogramm dargestellt, wobei ebenso wie bei den Klüften die Wertigkeit (Einheit: 150 m) berücksichtigt wurde. Die Azimutverteilung der Lineamente zeigt deutlich ein von 150 ° nach N aufgefächertes Maximum; weniger entwickelt ist die Richtung um 30 °, 50 ° und 70 °, die Richtungen um 110 ° treten nur untergeordnet in Erscheinung (Abbildung 18).

6.2.5 Klüfte

Alle Photolineationen unter einer Länge von 1,5 km werden als Klüfte bezeichnet.

Die Klüfte geben sich im Luftbild als geradlinig verlaufende Kerben zu erkennen. Es sind also Abschnitte von Gerinnen. Daneben können die kurzen Kluftspuren auch durch den Grauton gekennzeichnet werden. Meist sind es dann feine weiße Linien, die sich gegenüber dem Festgestein deutlich abheben. Kluftspuren in den hellen Sandsteinen erscheinen in einigen Fällen auch als dunklere gerade Linien. Hier liegt die Vermutung nahe, daß es sich um kleine Gänge handelt. In den Metamorphiten wird der helle Grauton entlang einer Linie durch die feinen Verwitterungsprodukte, die sich entlang der Kluft ansammeln können, hervorgerufen.

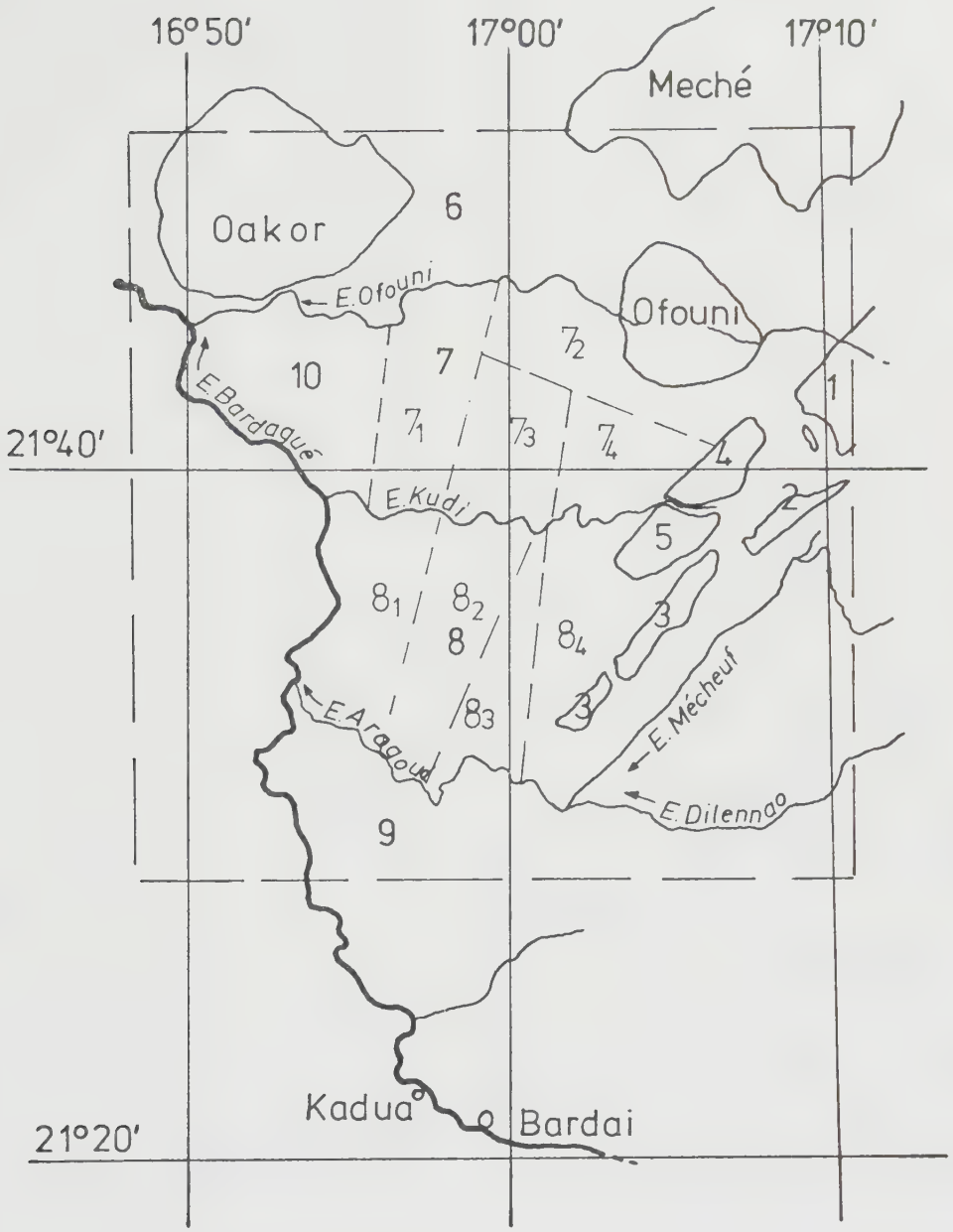
Im Bereich der Sandsteine geben sich nach der Art der Klüftigkeit und dem Klüftigkeitsindex drei unterschiedliche Gesteinseinheiten zu erkennen. Die massigen Sandsteine zeigen einen Klüftigkeitsindex von über 40 und eine tiefreichende Zerklüftung (Sa).

S = Süd

N = Nord

Abb. 13 Satellitenphoto des nordwestlichen Tibesti-Gebirges. Deutlich sind die langen Lineamente zu erkennen, die das Gebirge in NNE-SWW- und NW-SE-Richtung queren. Im S erkennt man die Caldera des Tarso Voon, die von Vulkaniten umgeben wird, in denen keine Photolineamente erkennbar sind. Photo, NASA: Gemini VII, 4. 12. 1965, aus 300 km Höhe. Hasselblad 5000, Objektiv Zeiss Planar 80 mm.

LAGE DER KLUFT – MESSBEREICHE



— — Kartenrand

1-5 Messbereiche im Sandstein

6-10 Messbereiche in den Metamorphiten

7_{1-4} Teilmessbereiche

$8_{,1-4}$ Teilmessbereiche

10km

Abb. 14

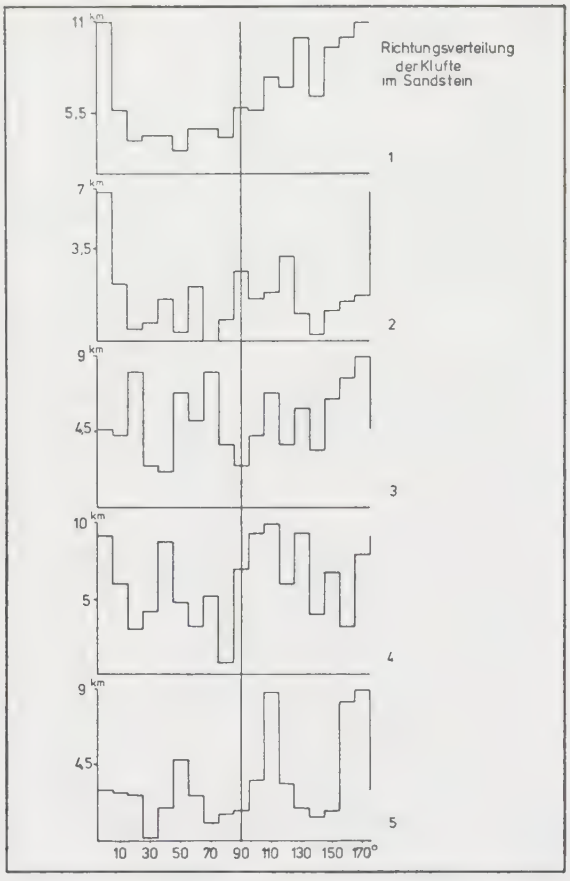


Abb. 15

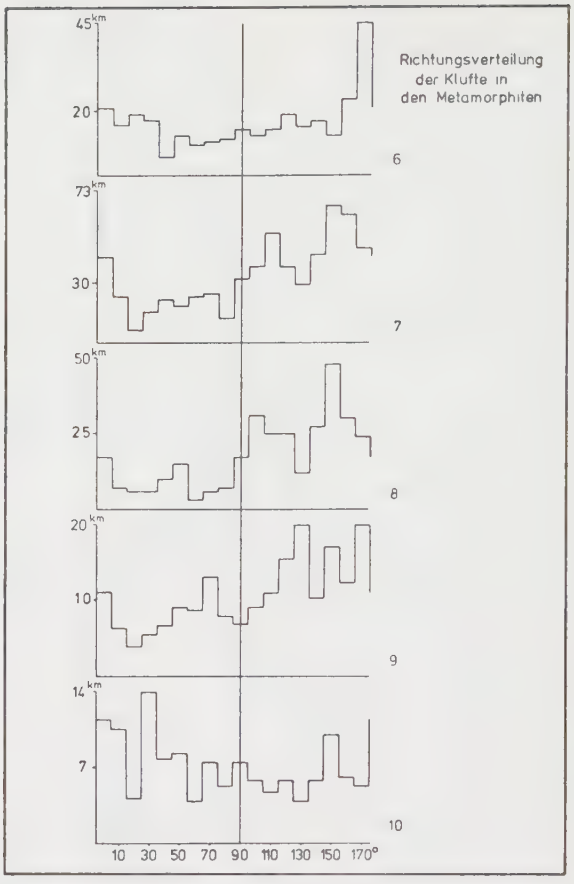


Abb. 16

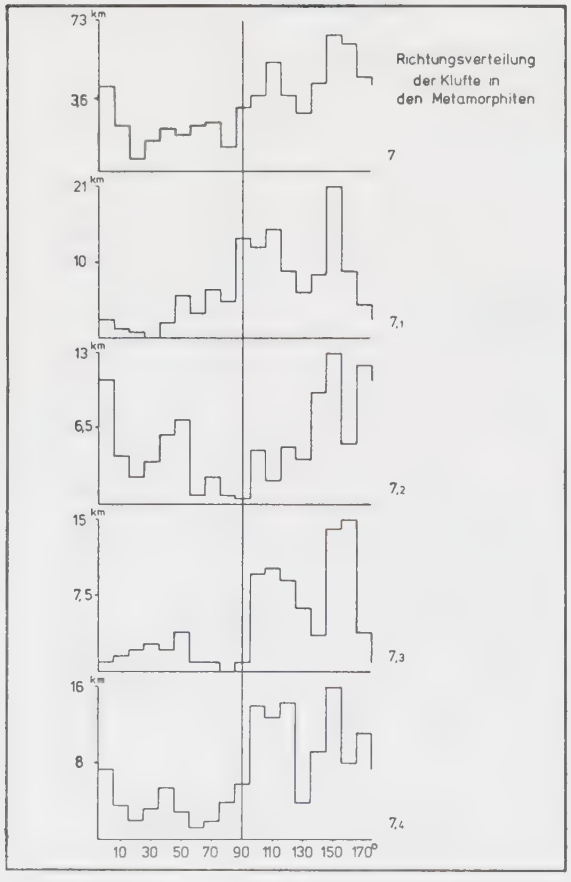


Abb. 17

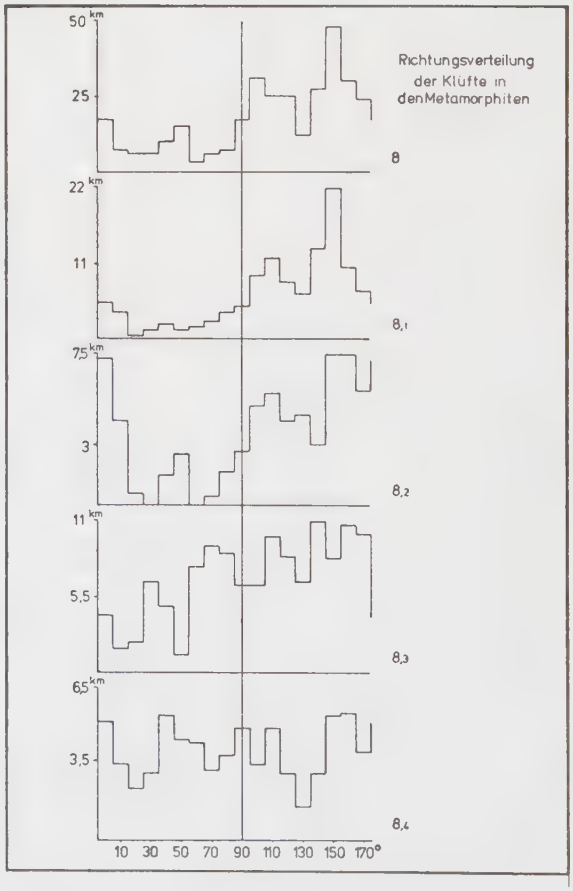


Abb. 18

Die gut geschichteten Sandsteine zeigen denselben hohen Klüftigkeitsindex, jedoch sind die Kluftspuren kaum eingekerbt und meist nur am Grauton zu erkennen (Sb).

Keine Klüftung zeigen die dunklen Gesteinseinheiten (Sc) und die gut geschichteten, meist dunkelgrauen Sandsteine im SE des Gebietes.

Der Klüftigkeitsindex der Granite liegt ebenfalls über 40. Die Kluftdichte in den Metamorphiten ist nicht einheitlich. Am niedrigsten ist die Klüftigkeit in den Bereichen der G. E. Mb und der G. E. Mc. Die Klüftigkeit in der G. E. Ma zeigt sehr starke Wechsel. Zwischen dem Enneri Kudi und dem Enneri Ofouni zieht eine breite Zone hoher Klüftigkeit in etwa nordwest-südöstlicher Erstreckung bis an eine große Störung heran. Im S des Granitmassives Ofouni beobachtet man, an einen kleinen Vulkan gebunden, eine etwa runde Zone erhöhter Klüftigkeit. Im allgemeinen bleibt der Klüftigkeitsindex der Metamorphite unter 40.

Die Azimutverteilung der Klüfte im Bereich der Sandsteine

Die Meßbereiche 1, 2, 3, 4 und 5 der Sandsteine halten sich in der Abgrenzung an die großtektonische Untergliederung. Der Bereich 1 erfaßt das nördlichste, etwa horizontal gelagerte Sandsteinplateau. Die Meßbereiche 2 und 3 dehnen sich über die südöstlichen Sandsteinberge aus. Die Bereiche 4 und 5 vereinigen die Messungen aus den nordwestlichen Sandsteinvorkommen (Abb. 14).

Die Richtungsverteilung der Klüfte im Sandstein zeigt deutlich Maxima um 160 ° bis 10 °; untergeordnet tritt die Richtung zwischen 50 ° und 70 ° hervor. Ein starkes, weit gefächertes Maximum erscheint zwischen 100 ° und 130 ° (Abb. 15).

Die Azimutverteilung der Klüfte im Bereich der Metamorphite

Die Meßbereiche in den Metamorphiten erstrekken sich von E nach W. Der Bereich 6 im N wird durch den Enneri Ofouni begrenzt. Der Bereich 7 dehnt sich zwischen den Enneris Ofouni und Kudi aus, der Meßbereich 8 liegt südlich von 7 und wird vom Enneri Arogoud begrenzt. Südlich davon liegt der Meßbereich 9. Der Bereich 10 erstreckt sich im S der Depression Ehi Garahi Oakor. Die großen Meßgebiete 7 und 8 werden von W hier in kleinere (7.1, 7.2, 8.1, 8.2) untergliedert, bei denen größere Wadis die Grenzen bilden.

Der Eindruck entsteht, daß die NW-Richtung gegenüber der NE-Richtung stark betont ist. Die Bereiche 6, 7, 8, 9 und 10 zeigen jedoch kein einheitliches Bild. Am deutlichsten unterscheidet sich der Bereich 6 von den übrigen, da hier nur ein einziges, alle anderen Richtungen weit überragendes Maximum bei 170 ° auftritt. Die Kluftrosen der Gebiete 7 und 8 bilden beide ähnliche Maxima aus: ein weit gefächertes um 150 ° bis 170 ° und ein zweites kleineres um 110 °.

Die Teilbereiche vom Meßbereich 7 spiegeln recht unterschiedliche Richtungsverteilungen wider. Neben den genannten Richtungen treten die um 90 ° bzw. 50 ° (7, 1, 2) neu auf.

Noch deutlichere Unterschiede zeigen sich bei den Teilgebieten des Meßbereiches 8. Hier beobachtet man die Entwicklung stärkerer Maxima bei 70 ° und 40 ° (3.3 und 3.4) (Abb. 16, 17, 18).

Die Richtungsverteilung der Klüfte im Meßbereich 9 läßt drei scharf begrenzte Maxima bei 130 °, 150 ° und 170 ° erkennen. Demgegenüber zeigt der Meßbereich 10 eine stark abweichende Azimutverteilung der Klüfte. Diese andere Richtungsverteilung, gegenüber den übrigen Meßbereichen, hängt sicher mit der nach NNW umschwenkenden allgemeinen Streichrichtung der Falten in diesem Gebiet zusammen.

6.2.6 Vergleich der Bruchtektonik im Sandstein, Granit und in den Metamorphiten

Anhand der bruchtektonischen Karte und der daraus gewonnenen Kluftdiagramme ist es möglich, die Richtungsverteilungen der Photolineamente in den einzelnen Gesteinseinheiten zu vergleichen.

Das Kartenbild wird durch eindrucksvolle Lineamente und Störungen, die NE-SW streichen, beherrscht. Sie zerlegen nicht nur die Sandsteine in langgezogene Schollen, sondern auch die Metamorphite und die Granite in schmale Blöcke.

Deutlich zeichnen sich sechs große Störungen ab. Drei, im SE des Arbeitsgebietes, sind Abschiebungen, die jeweils die östliche Scholle nach unten versetzen.

Im N untergliedern zwei Schrägabschiebungen den Granit Meché in drei Blöcke, von denen der mittlere einen Graben darstellt, erkennbar durch die im S erscheinenden Reste von Sandstein. Im Bereich der Granite beobachtet man Störungen, die nur geringe Versatzbeträge erkennen lassen.

Die Lineamente im Bereich der Metamorphite verlaufen in der überwiegenden Zahl um 150 ° bis 170 °. Ähnliche Lineamente treten im Sandstein selten auf. Nur im Durchbruch der Wadis und Enneris deutet sich diese Richtung an, ebenso wie bei den Klüften. An einer Stelle im S der Wasserstelle Budoi konnte aus den Luftbildern eine Störung kartiert werden, die etwa 150 ° streicht.

Zur Verdeutlichung der Azimutverteilungen sind alle Kluftrichtungen der Sandsteine, der Metamorphite und des Ofouni-Granites in Form von Histogrammen den Lineamenten der Metamorphite und den Hauptstörungsrichtungen gegenübergestellt.

Wenn man bedenkt, daß die einzelnen Gesteinseinheiten von einer unterschiedlichen Zahl tektonischer Ereignisse überprägt wurden, so ist die Übereinstimmung der Azimutverteilungen in den Diagrammen auffallend.

Drei Hauptrichtungen lassen sich erkennen:
1. Die Richtung zwischen 30 ° und 70 ° ist die Hauptstörungsrichtung. Sie erscheint als starkes Maximum auch bei den Lineamenten der Metamorphite und, nicht ganz so stark ausgeprägt sowie etwas nach E ausgedehnt, in den Sandsteinen.

2. Das größte Maximum der Klüfte liegt zwischen 150° und 10 °. Am breitesten gefächert ist es bei den Metamorphiten (140 ° bis 10 °), während die Klüfte im Granit deutlich zwei Maxima ausbilden (150 ° und 180 °). Im Bereich der Sandsteine wird die 180 °-Richtung stark hervorgehoben. Die Lineamente streichen bevorzugt um 150 °.

3. Die dritte Hauptrichtung beobachtet man bei einem Streichen um 110 °. Mit Ausnahme der Störungen zeigen die Klüfte in allen Histogrammen diese Richtung. Am schärfsten tritt sie in den Sandsteinen hervor (in vergleichbarer Stärke wie die Richtung 180 °).

Abgeschwächt gegenüber der steileren Richtung erscheint sie in den Metamorphiten und im Granit sowie bei den Lineamenten, die ein zweites Maximum bei 130 ° entwickeln.

6.2.7 Diskussion der Ergebnisse

Anhand der Photolineationen kann zwar die Richtung von Klüften, Lineamenten und Störungen ermittelt werden, dagegen gibt sich die Einfallsrichtung der Klüfte und Störungen nicht zu erkennen. Es kann lediglich der Schluß gezogen werden, daß die im Luftbild sichtbaren Klüfte etc. relativ steil einfallen.

Die Deutung der Photolineationen ist, wie die Deutung bruchtektonischer Elemente aus Geländeuntersuchungen, nur anhand von Symmetriebeziehungen zu bekannten Strukturen möglich.

Die Bruchtektonik kann gesehen werden:

1. In bezug auf die präkambrische Faltung des oberen Tibestien,
2. in bezug auf die Tripoli-Tibesti-Schwelle (altpaläozoische Wellung),
3. in bezug auf die Tibesti-Syrte-Schwelle (mesozoische Wellung),
4. als Ausdruck und in Zusammenhang mit dem tertiären Vulkanismus des Tibesti-Gebirges.

1. Das generelle Faltenstreichen im Oberen Tibestien verläuft um 40 °. Daraus lassen sich die zu erwartenden Kluftrichtungen bestimmen.

Die Kluftspuren der bc-Richtung (40 °) treten untergeordnet, im Bereich der Metamorphite, auf. Dagegen verlaufen fast alle großen Störungen in dieser Richtung. Inwieweit sie durch die Faltung schon vorgezeichnet waren, läßt sich nicht mit Sicherheit erkennen, zumal die Störungen die Faltenstrukturen meist in spitzem Winkel schneiden. Die ac-Klüfte (130 °) erscheinen in einigen Teilmeßbereichen der Metamorphite. Dagegen ist ein Scherflächenpaar deutlich erkennbar, das 150 ° und 110 ° streicht (Abb. 20). Auffallend ist, daß die Richtung 150 ° bis 170 ° deutlich gegenüber der Richtung 110 ° überbetont wird.

2. Dies ist der einzige Hinweis, der auf die Auswirkungen der Tripoli-Tibesti-Schwelle deutet, die im Bereich des Tibesti bevorzugt diese Richtung aktivierte.

3. Ganz wesentlich beeinflußte aber die Tibesti-Syrte-Schwelle das bruchtektonische Bild des Arbeitsgebietes, da im Verlauf der Schwellenbildung die großen, randparallel verlaufenden Störungen in der Richtung um 40 ° entstanden.

KLITZSCH (1970) führt aus, daß am Westrand der Schwelle eine Einengung vorherrscht; damit verbunden kommt es zu Aufschiebungen, die oft auch eine horizontale Bewegungskomponente in der Störungsrichtung aufweisen. Die östliche Scholle wird immer relativ nach NE verschoben.

Am Ostrand der Schwelle beobachtet man abschiebende, antithetische Verwerfungen, die das Gebiet im E in Horste und Gräben zerlegten (VINCENT, 1963; KLITZSCH, 1970). Der Vulkanismus ist, nach KLITZSCH (1965, 1970), an den Kreuzungspunkt der Tripoli-Tibesti-Schwelle mit der Tibesti-Syrte-Schwelle in Verbindung mit den Anschiebungen am Westrand der Tibesti-Syrte-Schwelle gebunden.

Die im Arbeitsgebiet auftretenden Abschiebungen im Bereich der Sandsteine bestätigen diese Beobachtungen von KLITZSCH (1970). Daneben treten die vom Westrand der Schwelle beschriebenen Blattverschiebungen auch im Arbeitsgebiet auf. Sie zeigen hier denselben Charakter wie im NW der Schwelle. Dabei ist stets die westliche Scholle relativ nach S versetzt. Nach der Terminologie von ANDERSON (1951) und KENNEDY (1946) handelt es sich somit um „wrench faults".

In Verbindung mit diesen „wrench faults" entwickeln sich, wie MOODY und HILL (1956) aufzeigten, Scherflächensysteme 2. und 3. Ordnung. Nach diesem „wrench fault system" ergeben sich bei einer mittleren Richtung von 30 ° für die Haupt-Blattverschiebungen (master shears) Richtungen für die Scherflächen 2. Ordnung von 105 ° und 165 ° sowie Scherflächen 3. Ordnung mit Streichrichtungen von 60 °, 120 °, 150 ° und 30 °. Diese Scherflächen erscheinen aber selten in den theoretisch ermittelten Richtungen. Wie auch MOODY und HILL (1956) dazu bemerkten, kann wegen der Inhomogenität des Gesteins und der nicht immer genau horizontal verlaufenden Haupt-Streßrichtung nicht erwartet werden, daß die errechneten mit den gemessenen Werten genau übereinstimmen (Abb. 20).

Trotz dieser Einschränkung sind in den Sandsteinen die Scherflächen 2. Ordnung um 110 ° und 160 ° bis 10 ° stark entwickelt. Nicht so deutlich erscheinen die Scherflächen 3. Ordnung um 30 °, 60 °, 120 ° und 150 °.

Ganz ähnliche Richtungen treten auch in den Metamorphiten auf. Hier ist aber nicht wahrscheinlich, daß allein durch den Mechanismus der „wrench faults" die Richtungen der Photolineationen festgelegt wurden. Wie gezeigt werden konnte, lassen sich die auftretenden Kluftrichtungen, zumindest im Arbeitsgebiet, auch auf die präkambrischen Falten beziehen.

Die Interpretation der Richtungsverteilungen der Lineamente und Klüfte ist deswegen nicht eindeutig vorzunehmen, weil die Beanspruchungspläne während der präkambrischen Faltung und dem des „wrench fault

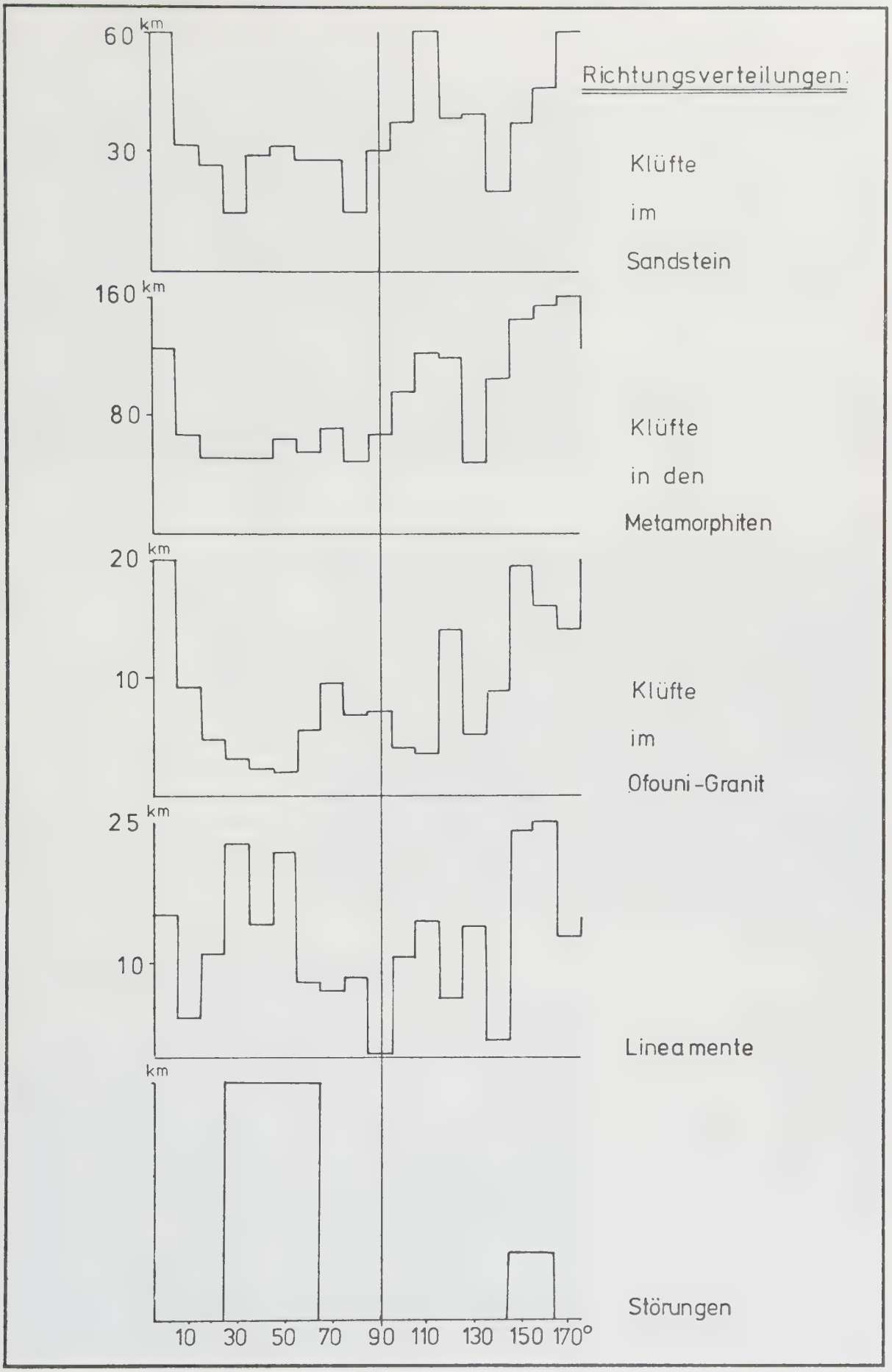

Richtungsverteilungen:
60 km
30
Klüfte
im
Sandstein
160 km
80
Klüfte
in den
Metamorphiten
20 km
10
Klüfte
im
Ofouni-Granit
25 km
10
Lineamente
km
Störungen
10 30 50 70 90 110 130 150 170°

Abb. 19

system“ ganz ähnliche Richtungen der Klüfte und Lineamente bedingen. Es bleibt die Tatsache, daß ein alle überragendes Scherkluftsystem bei 110 ° und, etwas weiter gefächert, um 160 ° erscheint. Alle übrigen Richtungen treten dagegen zurück. Eine Erklärung für diese Auffächerung der Kluftrichtungen um 160 ° nach 10 ° ist nicht mit Sicherheit zu geben, da sie sowohl in den Klüften in den Metamorphiten als auch, in verstärktem Maße, bei den Sandsteinen zu beobachten ist. Sie hängt vielleicht mit dem Vulkanismus des Tibesti zusammen, der, wie VINCENT (1963) betont, vorwiegend auch an diese Richtungen gebunden ist.

Zusammenfassend ist über die Bruchtektonik des Arbeitsgebietes Folgendes zu sagen: Die Abschiebungen und Blattverschiebungen verlaufen um 40 °. Diese Richtung überwiegt auch bei den Lineamenten, dagegen erscheint sie nur untergeordnet bei den Klüften in Metamorphiten und Graniten.

Die Lineamente zeigen eine weitere, stark ausgeprägte Streichrichtung um 150 °, die auch die beherrschende Richtung der Klüfte darstellt. Dazu muß gesagt werden, daß die Klüfte in den Sandsteinen und Metamorphiten eine weitere Auffächerung in Richtung 10 ° zeigen. Etwas schwächer ist die dritte Richtung um 110 ° ausgebildet. Sie erscheint meist scharf begrenzt; weiter untergliedert um 130 ° tritt sie auch in der Richtungsverteilung der Lineamente auf.

Geometrische Zuordnung der Photolineationen

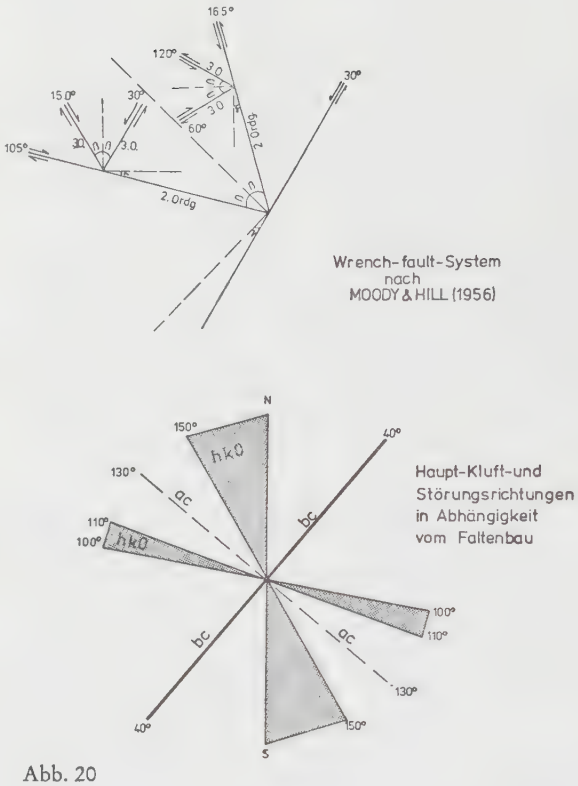


Abb. 20

7. Überprüfung der photogeologischen Ergebnisse im Gelände

Aufgrund politischer Unruhen im Tchad mußte die Geländearbeit gegenüber den ursprünglichen Plänen stark eingeschränkt werden. So konnte lediglich eine kleine Exkursion entlang des Enneri Bardagué und des Enneri Arogoud sowie eine Fahrt zum Granitmassiv des Ofouni unternommen werden; dazu einige Tagestouren, die in das Tal des Enneri Mécheuf und des Enneri Arogoud führten.

Selbst unter normalen Bedingungen wäre eine vollständige Überprüfung aller photogeologischer Daten nicht annähernd möglich gewesen, da das Gebiet mit 1500 km² sehr weitläufig ist und nur unter großen Schwierigkeiten und mit einem bedeutenden Zeitaufwand bearbeitet werden könnte.

Die Geländearbeit mußte sich unter den gegebenen Umständen darauf beschränken, stichprobenartig die aus den Luftbildern gewonnenen Daten zu überprüfen und durch Beobachtungen und Messungen im Gelände zu ergänzen.

7.1 Der Sandstein

Der Sandstein wurde vor allem in der Umgebung von Bardai und an einigen Stellen im SE des Arbeitsgebietes untersucht. Es wurde dabei besonders auf die Ausbildung der drei „Gesteinseinheiten“, wie sie sich im Luftbild darstellen, eingegangen, sowie auf die Klüftung. Die weitgespannten Lagerungsverhältnisse des Sandsteins ergaben nach den Geländemessungen eine Übereinstimmung mit den aus den Luftbildern gewonnenen Werten.

Die massigen Sandsteine der „Gesteinseinheit Sa“ stehen im NW von Bardai, im Enneri Bardagué zwischen Bardai und Kadoua an. Im SE des Gebietes konnte die massige Sandsteinfolge ebenfalls beobachtet werden.

Im Enneri Bardagué, kurz vor Kadoua, ist die Basis der Sandsteine aufgeschlossen. Es handelt sich hier um eine Folge von in Farbe und Korngröße von Bank zu Bank wechselnden Sandsteinen, die nach etwa 10 m nach oben in die massige Ausbildung überleitet. Die Farben der Sandsteine an der Basis sind gelblich-weiß, gelblich-braun oder oft auch rötlich bis tief rot. Die Korngrößen schwanken von Lage zu Lage stark, ebenso wie innerhalb einer Bank. Die hellen Lagen zeigen oft eine Feinkornfraktion mit schluffigem Anteil. Es überwiegen aber Bänke mit gröberen Fein- bis Mittelsandfraktionen, in die wohlgerundete Komponenten in der Größe bis zu Mittelkies eingelagert sind.

Die massigen Sandsteine zeigen eine einheitliche Korngröße im Mittelsandbereich. Eingestreut erscheinen auch

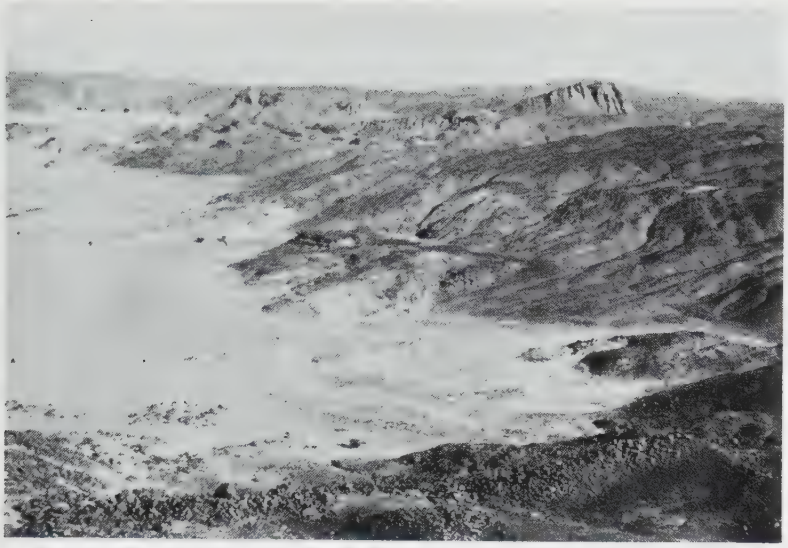


Abb. 21 Blick nach NW über die Metamorphite des Oberen Tibestien und die sie überlagernden Sandsteine im Graben „Gara Orkor". Im Hintergrund die Depression des Ehi Garahi Oakor.

Abb. 22 Schrägschichtung in den Sandsteinen; Meßbereich 3.

Abb. 23 „Convolute bedding" in den Sandsteinen. Meßbereich 3.

hier größere, gut gerundete Quarzkörner. Auffallend ist die in einzelnen mächtigen Bänken auftretende Schrägschichtung (Abb. 22), die, nach den wenigen vorgenommenen Messungen, auf einen Transport aus östlicher Richtung schließen läßt.

Genaue Angaben wird eine Arbeit von ROLAND erbringen, der zur Zeit den Sandstein um Bardai genauer untersucht. Die Schrägschichtungskörper zerfallen in Blockschutt zu dünnen, nur einige Zentimeter mächtige Platten.

An einer Stelle, auf einem Sandsteinplateau im W des Enneri Mécheuf, konnten durch synsedimentäre Prozesse verformte Schichten beobachtet werden (convolute bedding) (Abb. 23). In einer 5 m mächtigen Lage wird eine durch Sackung, Rutschung oder Hangleitung verursachte, wellige und verfältelte Feinschichtung beobachtet. Diese Bank überlagert ungestörte, schräggeschichtete Sandsteine. Das Hangende ist erodiert. Die massigen, fast gelblich-bräunlichen Sandsteine bilden scharfbegrenzte Steilwände aus. Man beobachtet hohe Türme, bei denen Kluftflächen die glatten und scharfen Umrisse bedingen. Die Mächtigkeit dieser massigen Sandsteinfolge erreicht etwa 50 m.

Die „Gesteinseinheit Sb" konnte im Tal des Mécheuf untersucht werden. Sie zeigt ebenso wie die Sandsteine an der Basis eine auffällige Untergliederung in Schichten unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung. Die Mächtigkeit der Bänke ist aber hier z. T. wesentlich größer. Neben geringmächtigen Lagen von nur wenigen Dezimetern — es sind überwiegend sehr feinkörnige Sandsteine — treten konglomeratische Bänke auf. Durch das steilere Einfallen, das hier bis zu 40 ° NW betragen kann, und durch den auffallenden Materialwechsel sind die einzelnen Lagen von Verwitterung und Erosion herausgearbeitet und zeichnen sich daher auch klar im Luftbild ab. (Die Mächtigkeit konnte hier nur anhand der Luftbilder bestimmt werden.)

Die „Gesteinseinheit Sc", die im Luftbild keinen deutlichen Sandsteincharakter zeigt, tritt um Bardai auf. Aber auch im Arbeitsgebiet konnte sie, nur als dünne Lage, gefunden werden. Die Farbe ist im Gelände sehr dunkel und leicht mit der Farbe der Basalte zu verwechseln. Die meist dünne Lage ist schichtparallel und sehr hart. Sie zerfällt meist in etwa rechtwinklig umgrenzte, handtellergroße Plättchen. Es sind durch eisenoxydischen Zement verhärtete Sandsteine, die wegen ihrer hohen Verwitterungsresistenz meist auf weiten Flächen erhalten sind und die darunter lagernden Sandsteine vor der Abtragung schützen. Diese Oberfläche wirkt auf den ersten Blick wie Wüstenlack. Deshalb bezeichnete PÖHLMANN (1965) diese Flächen in seiner Karte (Bardai) mit der Signatur „Lack auf Sandstein".

Die Beobachtungen in den Luftbildern beschränken sich naturgemäß auf die Aufsicht der Geländeoberfläche. Deshalb werden vertikale Untergliederungen nur bei geneigter Lagerung möglich.

Unter der als „Sb" auskartierten G. E. des südöstlichen Sandsteinplateaus verbirgt sich folgendes Profil: (Abbildung 24).

Wie bereits erwähnt, zeigen die Sandsteine stets eine ausgeprägte Klüftung. Die Histogramme der Abb. 25 zeigen die Richtungsverteilung der im Gelände gemessenen Klüfte. Nur das Histogramm „E. Mécheuf" aus dem Meßbereich 3 enthält Kluftmessungen aus dem Arbeitsgebiet. Die übrigen Werte stammen aus dem S und E von Bardai. Die Histogramme zeigen deutliche Unterschiede in der Richtungsverteilung der Klüfte. Nur die Richtung um 80 ° und 90 ° und die Richtung um 120 ° erscheinen in allen drei Diagrammen.

Die Richtung um 160 ° bis 10 ° dagegen ist unterschiedlich stark in den einzelnen Meßbereichen ausgebildet.

Vergleicht man die Geländemessungen mit denen aus dem Luftbild, so ergibt sich eine nur annähernde Übereinstimmung. Das Histogramm „E. Mécheuf 3" zeigt Maxima um 10 °, 90 °, 120 ° und 160 °. Die Photolineationen degegen streichen überwiegend um 170 ° bis 180 ° und 110 °. Die Richtung um 90 ° dagegen ist im Gegensatz zu den im Gelände ermittelten Werten nicht ausgeprägt.

Faßt man alle Geländewerte zu einem Histogramm zusammen, so ergibt sich zwar eine Übereinstimmung mit den Photolineationen bei 10 ° bis 160 °, aber die Richtungen zwischen 70 ° und 130 ° werden im Gelände bei 80 ° und 120 ° deutlich untergliedert, während die Photolineationen nur ein Maximum bei 110 ° ausbilden. Außerdem erscheint, im Gegensatz zu den Geländemessungen, die Richtung um 50 ° im Luftbild stark betont.

Eine völlige Übereinstimmung ist von vornherein nicht zu erwarten, da ja, wie erwähnt, die Geländemessungen nicht im selben Bereich wie die Luftbildauswertung vorgenommen werden konnten. Neben subjektiven und statistischen Einflüssen, die auf die Richtungsverteilung verfälschend einwirken können, erhebt sich die Frage, inwieweit Geländemessungen und Photolineationen überhaupt verglichen werden können (Abb. 25).

1. Im Luftbild mißt man die Richtung und Länge der Klüfte eines großen Meßbereiches. Im Gelände dagegen erfaßt man die Klüfte in kleineren Aufschlüssen. Die Ergebnisse werden, um einen entsprechend großen Bereich zu überdecken, in Sammeldiagrammen zusammengefaßt.

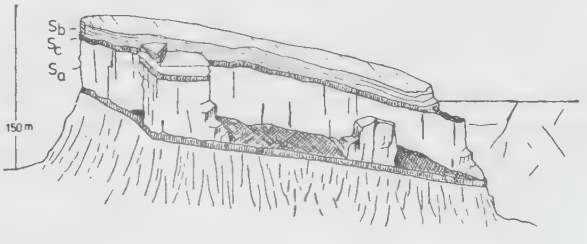


Abb. 24
Profil durch den Sandstein im Meßbereich 3 nach Geländebeobachtungen

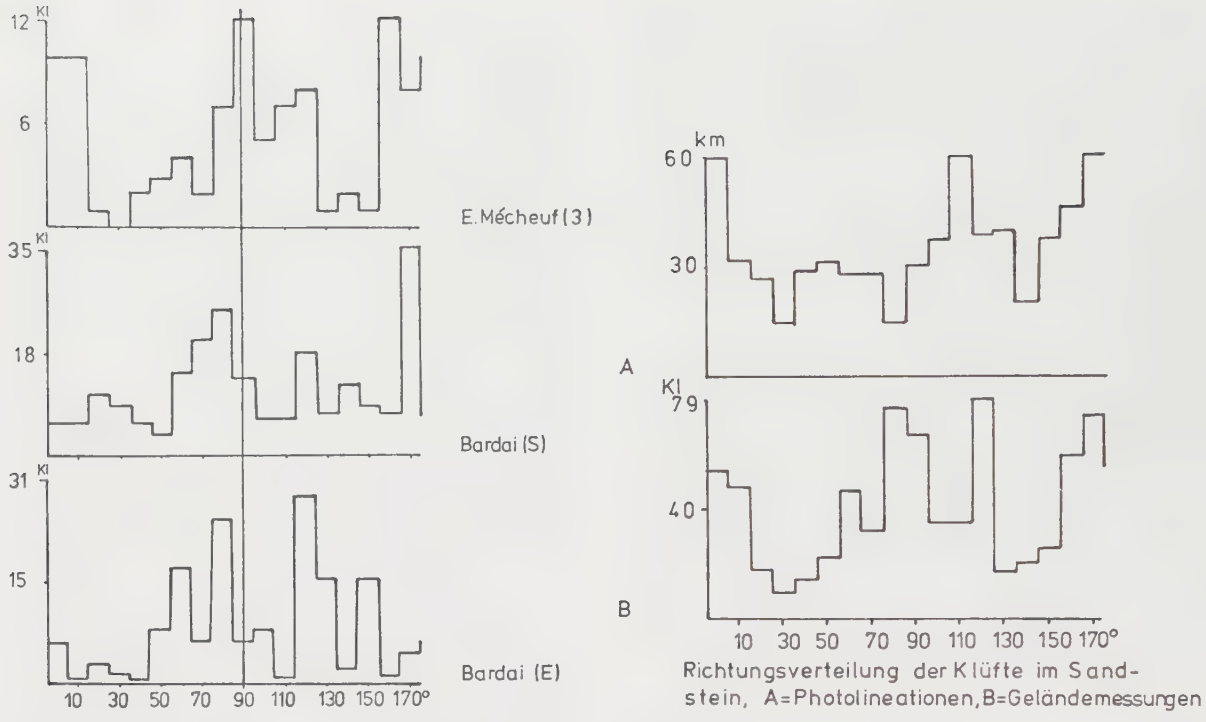


Abb. 25 Richtungsverteilung der Klüfte im Sandstein (Geländemessungen)

2. Während im Luftbild nur die deutlich sichtbaren Photolineationen (Großklüfte) kartiert werden, werden die Geländemessungen vorwiegend an kleineren Kluftflächen vorgenommen, die nicht im Luftbild erscheinen (Kleinkluft).

3. Im Luftbild treten, durch die Morphologie bedingt, oft bestimmte Kluftrichtungen deutlicher hervor (110 °). Da im Luftbild ein sehr dichtes Kluftnetz erscheint und der kleine Luftbildmaßstab es nicht erlaubt, alle Kluftspuren zu kartieren, muß während der Auswertung eine bestimmte Auswahl getroffen werden, die nicht absolut objektiv sein kann. Deshalb ist das Bild der Richtungsverteilung aus dem Luftbild auch nicht so differenziert wie das der Geländemessungen.

7.2 Das Obere Tibestien

7.2.1 Die Metamorphite

Die Aufschlußverhältnisse im Oberen Tibestien sind ausgezeichnet, aber die Lithologie ist so eintönig, daß es, ähnlich wie im Luftbild, nicht möglich ist, charakteristische Bänke zu ermitteln und auf weitere Entfernung sicher zu verfolgen. Zudem macht sich der kleine Luftbildmaßstab der Bilder des I. G. N. für eine Kartierung im Gelände sehr ungünstig bemerkbar. Es ist z. B. nur schwer möglich, den Standpunkt im Gelände genau festzulegen.

Es konnten nur verhältnismäßig wenige Aufschlüsse untersucht werden, die von der Station aus günstig zu erreichen waren, jedoch nicht speziell auf die Überprüfung der photogeologischen Auswertung ausgerichtet waren.

Die ermittelten Werte wurden mit denen der photogeologischen Auswertung verglichen.

Im wesentlichen ergaben sich drei Schwerpunkte:

1. Lithologie, 2. die Faltung und 3. die Klüftung in den Metamorphiten.

Lithologie

Die detritischen Sedimente des Oberen Tibestien zeigen eine Wechsellagerung von Schiefern und Bänken mit kompaktem Habitus, die aus Sandsteinen, Arkosen und Konglomeraten bestehen können.

Die Schiefer sind charakterisiert durch ihr Gefüge. Der Habitus der Gesteine ändert sich stark, je nachdem, wie hoch der ursprüngliche Gehalt an toniger Substanz war. Die stark tonigen Sedimente spalten ebenblättrig bis dünnplattig (s. Abb. 28). Sie sind meist gleichmäßig geschiefert. Abnehmender Tongehalt führt zu einem grobblättrigen bis plattigen Habitus der Gesteine. Sie sind im allgemeinen etwas härter. Steigt der Feinsandgehalt der Sedimente weiter an, so zeigen die Gesteine grobfasrige Ausbildung, bei der der Abstand der Schieferungsflächen immer größer wird.

Abb. 26 Klüftung im Sandstein. Meßbereich 3, Blick nach NNW.

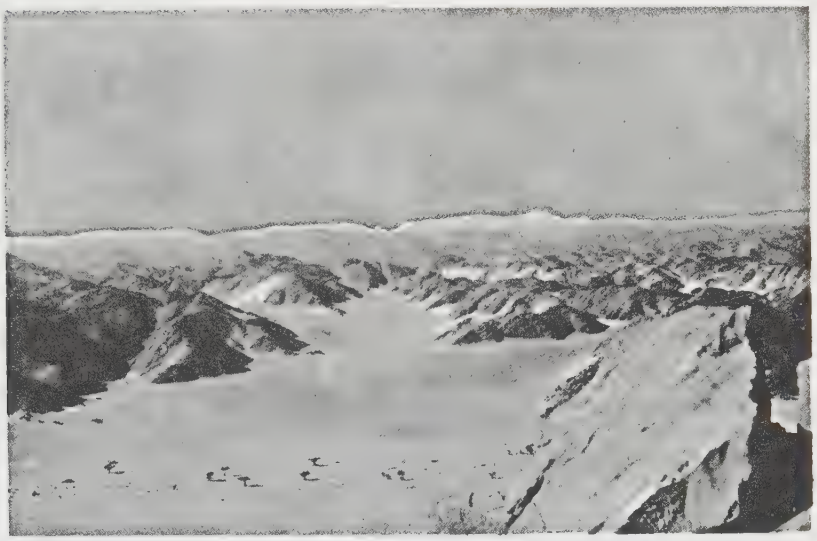


Abb. 27
Blick vom Graben „Gara Orkor" nach SE über die Metamorphite des Oberen Tibestien, die im Vorder- und Hintergrund von Sandsteinen überlagert werden.

Die Farbe der Schiefer ist meist grünlichgrau. Das Gestein zeigt aber auch alle Grün-Abstufungen. Daneben treten violette Schiefer auf, die als Hämatit-Serizit-Phyllite oder auch als Hämatit-Quarz-Phyllite zu bezeichnen sind. Farbgebend sind hämatitische bis eisenhydroxydische Täfelchen.

Im allgemeinen können die Mineralkörner makroskopisch nicht erkannt werden. Im Bereich des Enneri Kudi steht eine etwa 3 m mächtige Bank an, die aus gelblichem, sandigem, laminiertem Serizitschiefer besteht. Die hohe Reflexion an den gut erkennbaren Hellglimmerblättchen ist dafür verantwortlich, daß diese Bank im Luftbild weiß erscheint. Auffällig an diesem Gestein sind die nichtkommunizierenden Poren, die das Gestein durchsetzen.

Die kompakten Bänke zeigen eine helle Farbe, bei der meist ein grünlicher Ton vorherrscht. Daneben beobachtet man aber auch tiefdunkelgrüne, blaugraue und bräunlichgrüne Farben. Die Auswirkungen der Schieferung machen sich z. T. nur durch eine sehr weitständige Klüftung bemerkbar. In manchen Handstücken erkennt man darüber hinaus auch in Richtung der Schieferung angeordnete dunkelgrüne Schlieren, die aus Chlorit bestehen. Die ursprüngliche Sedimenttextur der Gesteine kann noch beobachtet werden. In den einzelnen Handstücken zeigen sich dünne sandige Lagen, die eine lokale Schrägschichtung andeuten. An zwei Stellen im Arbeitsgebiet nördlich von Kadoua und im Oberlauf des Enneri Arogoud konnten an Schichtunterseiten „Fließrinnen" (flute casts) festgestellt werden (Abb. 30). Es sind scharf begrenzte Wülste, bei denen ein Ende gut gerundet ist und in Fließrichtung langsam die halbkonische Form verliert.

Makroskopisch geben sich in den kompakten Bänken hellglänzende Glimmer- und Quarzkörper bis zu einem Durchmesser von 1 bis 2 mm zu erkennen. Daneben beobachtet man häufig Feldspäte, die ebenfalls Größen von 1 mm erreichen. Dazu treten recht häufig die dunkelgrünen, in der Schieferung schlierig angeordneten Chlorite auf. Es handelt sich überwiegend um Arkosen bzw. Grauwacken. Reine Sandsteine konnten mit Sicherheit weder im Gelände noch bei der Dünnschliffuntersuchung gefunden werden.

In einigen Bänken tritt ein hoher Gehalt an Pyrit auf, der das Gestein dunkelbraun gesprenkelt erscheinen läßt. Z. T. können die Kristallumrisse deutlich erkannt werden. In einem Aufschluß im Enneri Arogoud im Bereich der „Störung Budoi" konnte eine etwa 5 m mächtige Konglomeratbank gefunden werden, die sich aber im Luftbild nicht wesentlich von den harten Bänken unterscheidet. Sie besteht aus gut gerundeten Quarzen bis Haselnußgröße.

Anhand der Luftbildinterpretation konnten drei Gesteinseinheiten Ma, Mb und Mc im Bereich der Metamorphite unterschieden werden. Im wesentlichen bestätigte sich die Interpretation nach der Überprüfung im Gelände. Die allgemeine Ausbildung der Metamorphite zeigte eine Wechsellagerung von nur wenigen Zentimeter bis Meter mächtigen, kompakten Arkosen mit tonigen, geschieferten Sedimenten. Meist ist hier der Anteil von Arkosen und Schiefern gleich groß.

Verändert sich die Wechsellagerung zugunsten der Sandsteine und Arkosen, so beobachtet man mächtigere kompakte Bänke, die oft nur von einer geringmächtigen tonigen Lage getrennt werden (Abb. 35). Im Luftbild entsteht dann der Eindruck einer mächtigen kompakten Bank. Diese Gebiete erscheinen im Luftbild als weich wellig und werden als Gesteinseinheit Mb bezeichnet.

Die Gesteinseinheit Mc tritt nur im Mittellauf des Enneri Arogoud in einem etwa 3 km breiten Band auf. Wie Abb. 31 zeigt, handelt es sich überwiegend um sehr geringmächtige Bänke, deren Mächtigkeit selten 1 m übersteigt. Die Wechselfolge von Schiefern und Arkosen ist hier nicht so deutlich ausgeprägt; auch ist der allgemeine Farbton etwas bräunlich gegenüber der überwiegend grünlichen Farbe der G. E. Ma verschoben. Die Schiefer der G. E. Mc bestehen überwiegend aus sehr feinkörnigem Material; daher bewirkt auch die Schieferung einen dünnplattigen, gleichmäßig ebenen Habitus des Gesteins (Abb. 31).

Auf der Gesteinsoberfläche bildet sich immer eine Kruste (Wüstenlack), die die wahre Gesteinsfarbe überlagert. Der Lack ist meist dunkelgrau bis bräunlich-rot. Daher erscheinen im Gelände, wie auch im Luftbild, keine auffälligen Farb- bzw. Grautonunterschiede.

Eine deutliche Ausnahme erkennt man bei den Rhyolithen, die auch im Gelände durch ihre auffällige weißliche Farbe auffallen (Abb. 29).

Die Dünnschliffbeschreibung behandelt überwiegend die grobkörnigeren, kompakten Arkosen. Im Dünnschliffbild überwiegt immer bei weitem der Quarz, der über 8 mm große Klastika bilden kann. Sie zeigen keine Deformation (Auslängung oder Schwärzung); auch konnte keine bevorzugte Einregelung nach der Form in Schieferungsflächen festgestellt werden. Man beobachtet jedoch immer undulöse Auslöschung. Der Rundungsgrad (nach PETTIJOHN, 1957) ist „subrounded" bis „subangular".

Der Feldspatgehalt ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. In einem Schliff betrug er 25 bis 30 % der Klastika. Zum Teil überwiegt der Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas. Beide sind häufig „serizitisiert" und unterscheiden sich daher gut von den Quarzen. Außerdem sind die Feldspate oft verzwillingt.

Klastischer Hellglimmer ist dagegen in manchen Schliffen auffällig selten. Oft wird er durch Chlorit ersetzt. Da er die anomal braunen Interferenzfarben zeigt, so kann es sich wohl um ein Mineral aus der Prochlorit-Reihe handeln. In der Matrix dominieren Quarz, Feldspat und Serizit. Letzterer zeigt eine bevorzugte Einregelung (Sf). Karbonat ist häufiger gefunden worden. Chlorit tritt in kleinen, bis 0,02 mm langen, isolierten Säulchen regelmäßig verteilt auf.

Daneben erscheinen untergeordnet Pyroxen, braune Hornblende, Titanit, Leukoxen und Epidot als Schwerminerale.

Abb. 28 a

Brechung der Schiefrigkeit; Metamorphite des Oberen Tibestien

Abb. 28 b

Schiefrigkeit in den Metamorphiten der Gesteinseinheit Mc, südlich des E. Arogoun (sf 50/60 ° NE).

Abb. 29 Rhyolithband (weiß) in den Metamorphiten des Oberen Tibestien; im SE des Arbeitsgebietes.

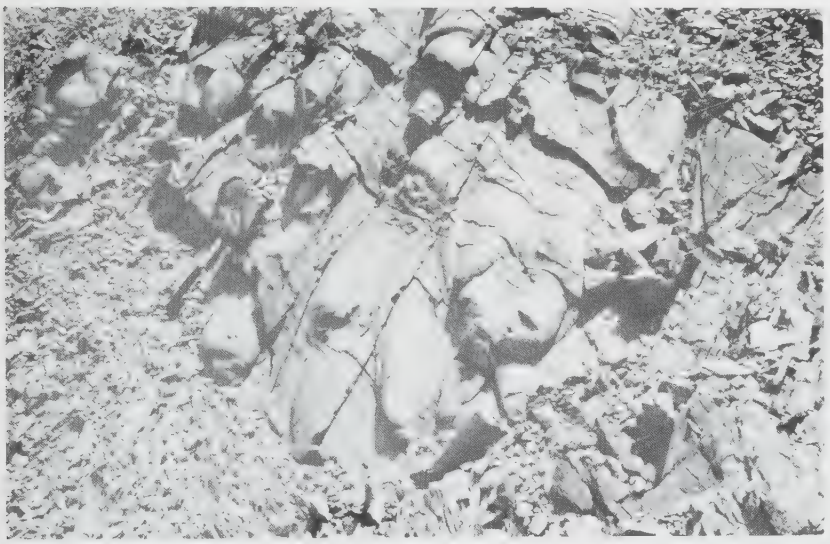
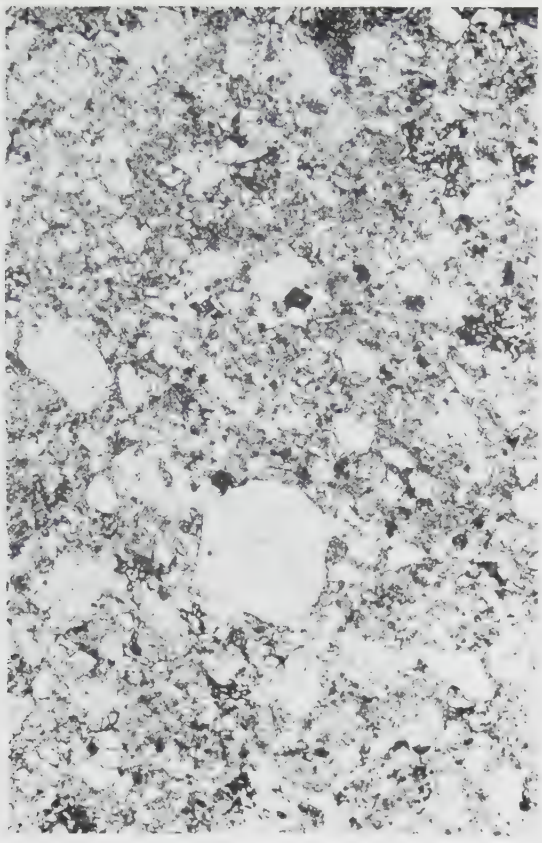


Abb. 30 „Flute casts" in den Arkosesandsteinen des Oberen Tibestien; nördlich von Kadua.

Abb. 31 Verfaltete Metamorphite des Oberen Tibestien mit charakteristischer Wechsellagerung von dünnen Tonschieferlagen und dm-mächtigen Arkosesandsteinbänken in der Gesteinseinheit Mc.



a

b

c

d

Abb. 32 Arkosen und feinkörnige Grauwacken aus den Gebieten des Enneri Arogoud und Bardagué. Dünnschliffe, etwa 6fache Vergrößerung. — a) Grobkörnige Arkose mit ungeregelten, eckigen Quarzen und hohem Matrixanteil. — b) Mittelkörnige Arkose mit undeutlich eingeregelten, z. T. plattigen Quarzen. — c) und d) Feinkörnige Grauwacke mit gradierter Wechsellagerung von helleren, grobkörnigen und dunkleren, feinkörnigen Schichten.

Direkt am Kontakt des Granitmassives Ofouni beobachtet man Hornfelse. Die Kontaktmetamorphose führte im wesentlichen zu einer Neusprossung der Biotite.

Der Metamorphosegrad der Sedimente ist sehr gering. Nach WINKLER (1967) wären sie in der Faziesserie vom Barrow-Typ in die Grünschieferfazies zu stellen.

Der Metamorphosegrad der Sedimente des Oberen Tibestien entspricht der niedrigst temperierten Subfazies der Grünschieferfazies, der „Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies".

Die monotone Abfolge von kompakten Arkosebänken in Wechsellagerung mit Tonschiefern, das Auftreten von Fließmarken (Abb. 30) und die gradierte Schichtung (Abb. 32, c, d) in den Grauwacken läßt die Vermutung aufkommen, daß es sich bei den Sedimenten des Oberen Tibestien um Turbidite handeln könnte.

Die Falten

Die Aufschlüsse, die Faltenstrukturen zeigen, liegen im N von Kadoua (Abb. 33) und im Bereich des Enneri Arogoud.

Mit Ausnahme der Querfalten (B =180/30 S) am Unterlauf des Enneri Arogoud (Abb. 35) und südlich davon (B = 150/60 SE und B = 140/40 SE) zeichnen sich die übrigen gemessenen Falten nur undeutlich oder gar nicht im Luftbild ab (Abb. 10).

Im N von Kadoua beobachtet man kleine Falten von nur wenigen Dekametern Spannweite, die am Prallhang des Enneri Bardagué aufgeschlossen sind (B = 60/40 SW) (Abb. 33).

Im Enneri Arogoud, im Bereich der G. E. Mc, konnten ebenfalls kleine Faltenstrukturen eingemessen werden (B = 30/20 NE), die im Luftbild wegen der geringmächtigen Bankung nicht erkennbar sind (Abb. 34).

Am Unterlauf des Enneri Arogoud ist die in Abb. 35 dargestellte Mulde aufgeschlossen. Sie scheint typisch für die im Luftbild oft beobachtete Art von Faltenstrukturen zu sein. Sie zeigt einen etwa saigeren und einen mit 45 ° einfallenden Faltenschenkel. Die Faltenachsenebene ist etwa um 30 ° nach SE geneigt. Die Faltenachse streicht 45 ° und taucht mit 10 ° nach NE ein. Die Faltenschenkel sind eben und die Bänke im Scharnier geknickt. Der Öffnungswinkel beträgt 50 °, der Aufrichtungswinkel 65 °. Aus dem Photo wurden die Werte Dc und Da ermittelt:

$$Dc = \frac{L\,2}{L\,1} = 0{,}42; \qquad Da = \frac{L\,1}{L\,2} = 2{,}4$$

$$Dc = \frac{m}{ma} = 0{,}46; \qquad Da = \frac{m}{ma} = 2{,}2$$

(vgl. Abb. 35).

Diese Werte liegen zwischen denen einer einfachen geneigten Scharnierfalte mit geneigtem Faltenspiegel (Dc = 0,5, Da = 2,0) und einer schwach innen deformierten, geneigten, asymmetrischen Falte mit horizontalem Faltenspiegel (Dc = 0,4; Da = 2,34) (nach BREDDIN, 1968: 423).

Die Streichrichtung der Faltenachsen, die im Gelände ermittelt wurde, stimmt mit der Richtung der Faltenachsen aus der photogeologischen Karte in etwa überein. In beiden Fällen erhält man eine Streichrichtung zwischen 30 ° und 50 °.

Im Sammeldiagramm D 1 (Abb. 36) zeigt sich jedoch bei der Einmessung von Schichtflächen verschiedener Aufschlüsse ein starkes Abtauchen der Faltenachse nach S bzw. NE. Die im Gelände direkt eingemessenen Achsen dagegen fallen flacher ein. Es erscheinen im Luftbild nur wenige steil abtauchende Faltenachsen. Die größeren Strukturen haben meist eine horizontal liegende Faltenachse. Nur die sehr kleinen Falten zeigen steilstehende Achsen.

Das Diagramm D 2 (Abb. 36) zeigt die Verteilung der Polpunkte von G 7 Schieferungsflächen. Die dichteste Besetzung erscheint in einer streichenden Richtung um 40 °. Die Schieferungsflächen fallen hier steil nach NW ein; dies deutet auf eine Neigung der Faltenachsenebene hin. Sie bestätigen damit die photogeologische Auswertung, die eine Vergenz der Faltenstrukturen nach SE vermuten ließ (Abb. 36).

Klüfte

Die Kluftmessungen in den Metamorphiten wurden in vier Meßbereichen durchgeführt. Die südlichsten Meßbereiche liegen bei Kadoua, außerhalb des Arbeitsgebietes (Kadoua I und Kadoua II). Die Messungen entlang des Enneri Bardagué bis zur Einmündung des Enneri Arogoud sind im Sammeldiagramm „Bardagué" zusammengefaßt, die Meßwerte entlang des Enneri Arogoud im Sammeldiagramm „Arogoud".

Die Messungen wurden überwiegend an den kompakten Sandsteinen und Arkosen vorgenommen. Diese zeigen eine sehr hohe Klüftigkeit. Die gemessenen Klüfte erstrecken sich meist auf kurze Entfernungen und sind im wesentlichen jeweils an eine Bank gebunden (Kleinklüfte).

Die Kluftspuren dagegen, die bei der photogeologischen Auswertung gemessen wurden, erstrecken sich meist über eine Entfernung von über 50 m. Sie queren immer eine mächtige Schichtenfolge, oft erstrecken sie sich über einige Faltenstrukturen hinaus. Der Vergleich der Richtungsverteilungen der Kleinklüfte im Gelände mit den Großklüften aus der photogeologischen Karte ist deshalb hier noch problematischer als bei den Sandsteinen (Abb. 37).

Wie die Kluftrosen zeigen, sind in den einzelnen Aufschlüssen sehr unterschiedliche Maxima entwickelt. Diese stimmen jedoch jeweils mit einem Maximum der Kluftrose aus dem Meßbereich 9 der photogeologischen Karte überein. Die Richtung 160 ° bis 170 ° erscheint in der Kluftrose „Kadoua II", „Bardagué" und „Arogoud". Die Richtung 150 ° ist deutlich ausgeprägt im Meßbereich „Kadoua I", „Bardagué" und „Arogoud". Dagegen erscheint die Richtung um 130 ° nur in der Kluftrose „Arogoud".

Faßt man alle Geländewerte zusammen, so ergibt sich zwar eine Übereinstimmung der Richtungen um 120 °

bis 170 °; die Richtung 40 °, die im Gelände deutlich erscheint, tritt jedoch im Luftbild nicht in Erscheinung. Vielmehr ist hier ein Maximum um 70 ° ausgebildet. Da das allgemeine Streichen der Bänke etwa 40 ° beträgt und das Schichteinfallen meist sehr steil ist, können sich auch im Luftbild diese Kluftrichtungen wegen der Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Schichten nicht abzeichnen. Hier erscheinen daher nur die Kluftrichtungen, die einen Winkel zum allgemeinen Streichen einschließen.

Da im Gelände nicht vergleichbar große Klüfte gemessen wurden, kann auch keine Aussage gemacht werden, inwieweit die Einfallswerte und Einfallsrichtungen der Klüfte, die im Gelände gewonnen wurden, sich auf die photogeologische Auswertung auswirkt.

Betrachtet man die Verteilungshäufigkeit der im Gelände gemessenen Kluftflächenpole, so erkennt man, daß die Maxima um 130 ° und 150 ° aus Kluftflächen bestehen, die steil bis saiger einfallen. Abweichungen davon zeigt das Diagramm D 6 (Kadoua II, Abb. 39):
Hier fallen die 120 ° streichenden Klüfte nach NE ein (D 4).
Die Klüfte in streichender Richtung um 45 ° sind weit aufgefächert und zeigen stark unterschiedliche Einfallswinkel.
Anhand der wenigen Kluftmessungen im Gelände kann eine eindeutige Zuordnung der Klüfte zu einer allgemeinen, etwa 40 ° streichenden Faltenachse nur mit Vorbehalt vorgenommen werden. Wie sich aus dem Diagramm D 1 der ss-Flächenpole ergibt, tauchen die Achsen nach NE und SW ein. Die ac-Richtung erscheint im Diagramm D 4 und D 6 bei 130 °. Die Kluftflächen fallen flach nach NE ein. Die bc-Richtung kommt weniger prägnant zum Ausdruck. Am deutlichsten zeichnet sie sich im Diagramm D 3 und D 4 ab (Abb. 38).

Ebenso wie in den Histogrammen der Kluftverteilungen aus den einzelnen Bereichen der Photogeologischen Karte tritt auch bei den Geländemessungen die Richtung um 150 ° stark hervor. Dagegen ist die Richtung um 110 ° nur schwach vertreten. Dieses Scherkluftsystem um 150 ° und 110 ° ist im Luftbild deutlicher entwickelt als in den Gelände-Sammeldiagrammen. Auffällig ist jedoch die breite Streuung der Werte von 150 ° bis 170 °. Die Erklärung hierfür kann alleine aus der präkambrischen Faltung nicht abgeleitet werden.

Hier macht sich vielleicht der Einfluß der Tripoli-Tibesti-Schwelle geltend, und nach VINCENT (1963) finden in dieser Richtung noch die jüngsten, mit dem Vulkanismus zusammenhängenden Bewegungen statt.

Wie sich nach der Geländeuntersuchung zeigte, erkennt man in den Kluftmessungen, die an kleinen Aufschlüssen vorgenommen wurden, dieselben Richtungen wieder, die aus dem Luftbild ermittelt wurden.

Es zeigt sich jedoch, daß anhand der wenigen, nur auf einen Teilbereich beschränkten bruchtektonischen Daten keine endgültige tektonische Deutung vorgenommen werden kann. Es wird jedoch ersichtlich, daß die photogeologische Auswertung durch die Geländemessungen bestätigt wird.

7.2.2 Die Plutonite

Von dem im Arbeitsgebiet auftretenden Granitmassiven konnte nur zum Granitstock Ofouni eine kurze Exkursion unternommen werden. Da es mit dem Wagen nicht möglich war, weit in das Granitmassiv vorzudringen, mußten die Arbeiten auf den westlichen Teil des Massivs beschränkt bleiben.

Die Morphologie des Massivs ist weich hügelig. Auffällig sind die Reste von Basaltdecken, die den Granit überlagern und die höchsten Erhebungen darstellen.

Der Granit zerfällt meist in etwa kubische Blöcke, die von der Klüftung vorgezeichnet sind. Das Gestein ist von einer dunklen Kruste überzogen; beim Anschlag zerbricht sie und gibt den tief vergrusten Granit frei. Weite Flächen im Granitmassiv werden von hellem Granitgrus bedeckt. In diesem finden sich eine Unzahl von noch gut erhaltenen Kalifeldspäten, die meist Karlsbader Zwillinge darstellen und bis zu 7 cm groß werden können.

Im Anstehenden zeigt der Alkalikalkgranit (WACRENIER, 1958) des Ofouni ein porphyrisches Gefüge. Die großen Kalifeldspäte schwimmen meist richtungslos verteilt in der Grundmasse. Sie sind gegenüber der Grundmasse verwitterungsresistenter und bewirken die rauhe Gesteinsoberfläche (Abb. 41, 42).

Im Handstück fallen zuerst die großen, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten, rötlichen Kalifeldspäte auf. Diese sind tafelig und zeigen im Durchschnitt eine Größe von 5 cm. Die übrigen Komponenten (Quarz, Plagioklas, Biotit) weisen dagegen Korngrößen unter 0,5 cm auf. Auffallend ist der hohe Biotitgehalt, wohingegen der Muskovit im Handstück nur sehr selten zu beobachten ist.

Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz zusammen. Untergeordnet findet sich im Biotit Zirkon und Apatit; daneben treten Muskovit, Zoisit bzw. Klinozoisit und sehr vereinzelt Karbonat auf.

Der meist isoliert auftretende Biotit zeigt oft Einschlüsse von radioaktivem Zirkon und größeren Apatitkristallen. Die Plagioklase zeigen Zwillinglamellen, ihr Kern zeigt beginnende Serizitisierung; dieser innere Bereich wird nach außen scharf begrenzt.

Der Kalifeldspat, der meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt ist, läßt eine deutliche Gitterung erkennen. Die großen Kristalle werden von Aderpertit etwa parallel (010) durchzogen. Die Kalifeldspäte zeigen fleckenhafte Serizitisierung. Vereinzelt treten Muskovite auf. Auffällig ist das, wenn auch sehr seltene, Erscheinen von Zoisit bzw. Klinozoisit und Karbonat.

Im Luftbild sind im Granit eine ganze Reihe von dunklen Gängen erkennbar. Im Gelände zeigt sich, daß der in Abb. 44 gezeigte Gang ein Aplitgang ist, dessen über die Geländeoberfläche herausragender Teil von einer fast schwarzen Kruste überzogen wird (Wüstenlack).

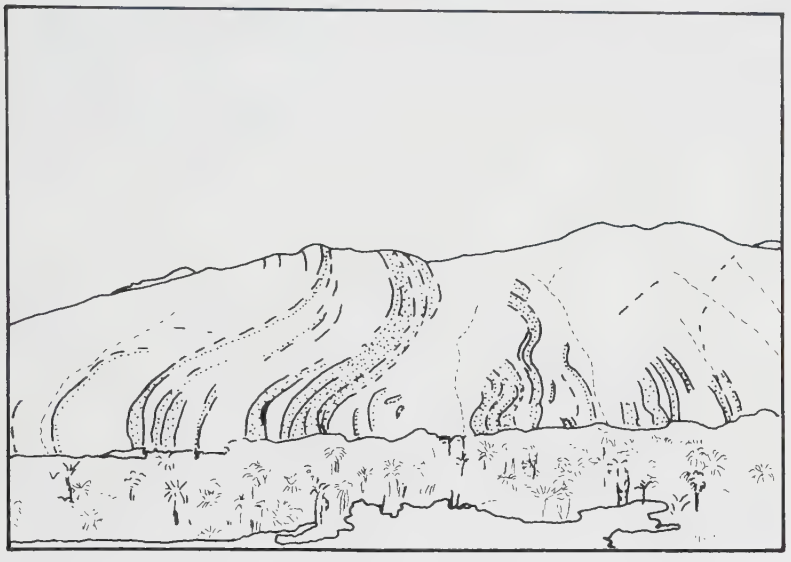


Abb. 33 Falten im Oberen Tibestien bei Kadua.

Abb. 34 Mulde in den Metamorphiten des Oberen Tibestien, Gesteinseinheit Mc ; südlich des E. Arogoud. Blickrichtung SW.

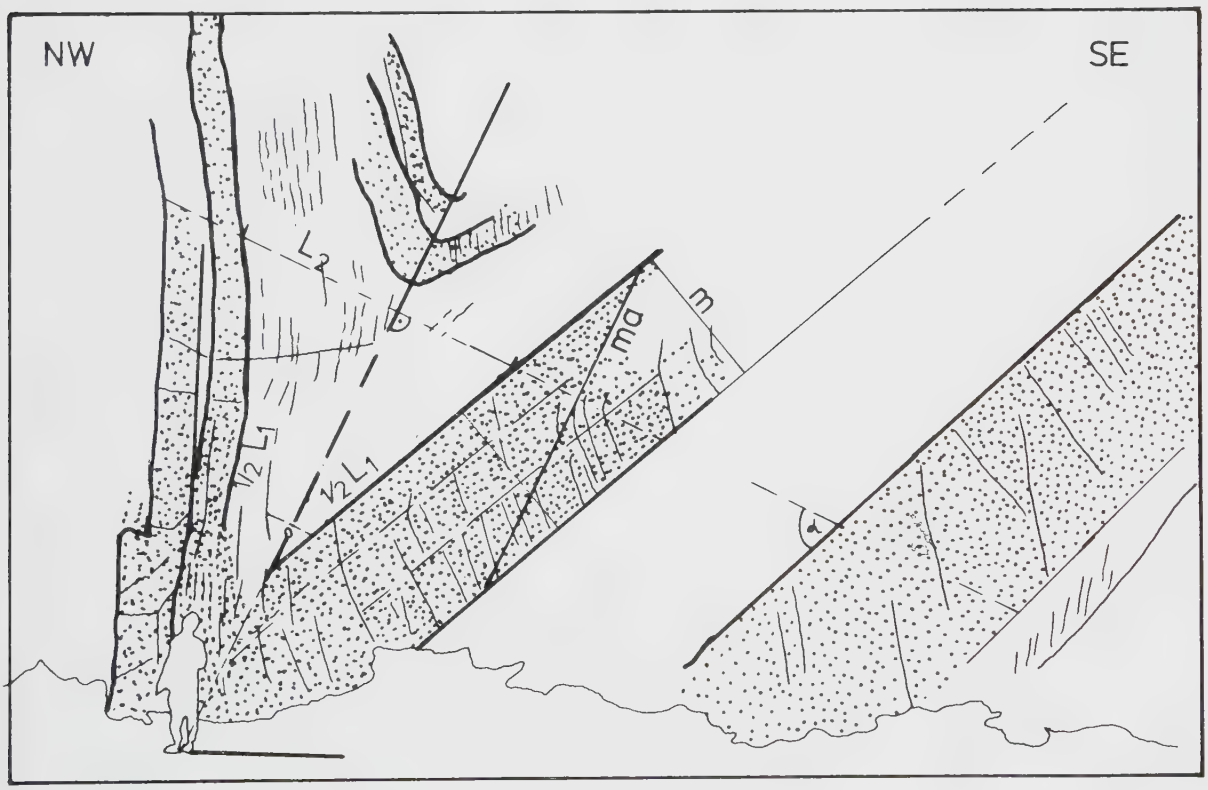


Abb. 35 Muldenachse 45/10 NE, im Oberen Tibestien, E. Arogoud.
Aufrichtungswinkel α = 65° Öffnungswinkel o = 50° Dc = 0,42 Da = 2,4

Schicht- und Schieferungsflächen in den Metamorphiten
(Geländemessungen)

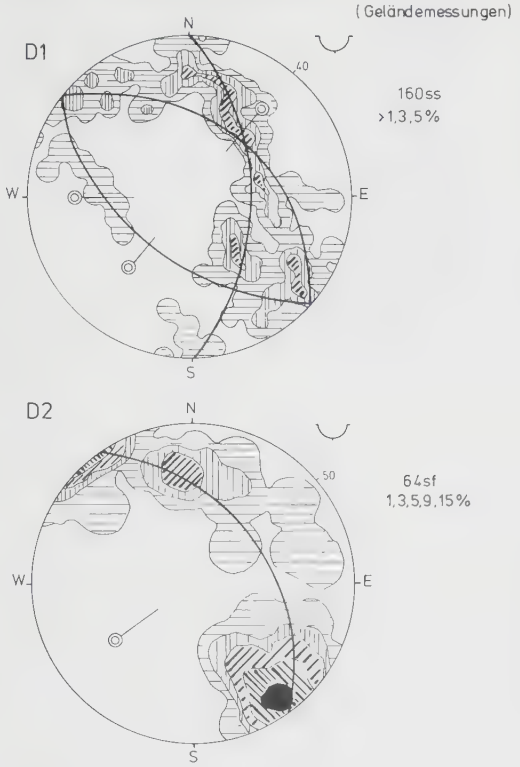


Abb. 36

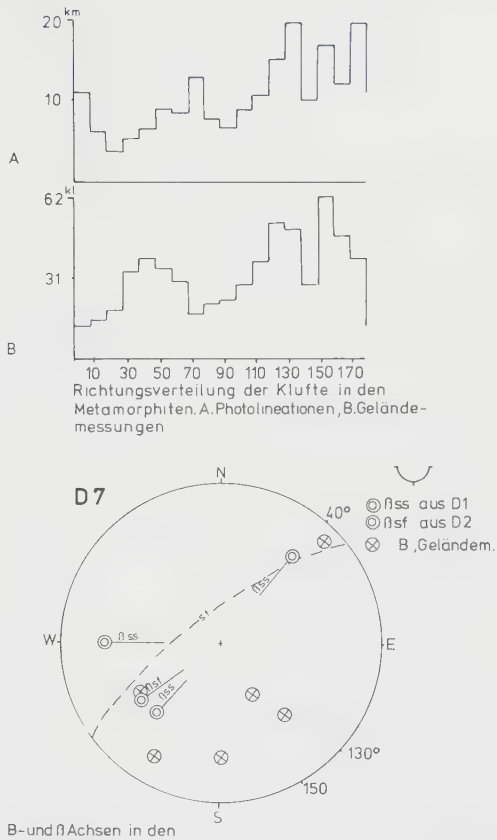


Abb. 37

Klüfte in den Metamorphiten, Geländemessungen

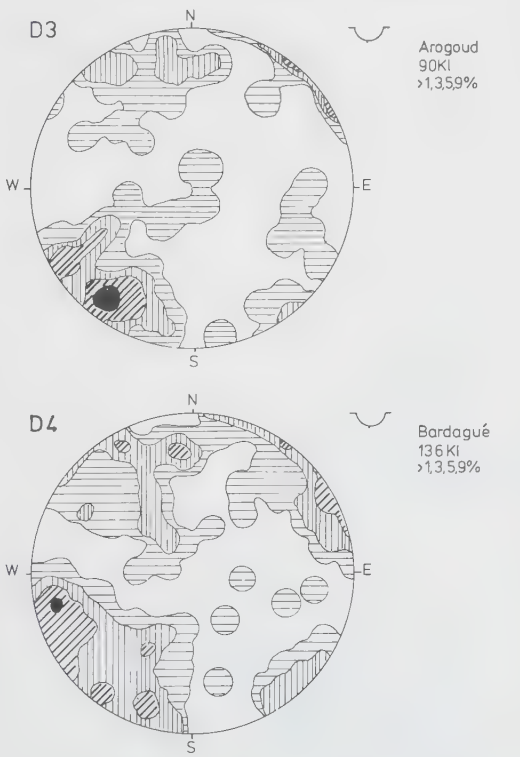


Abb. 38

Klüfte in den Metamorphiten, Geländemessungen

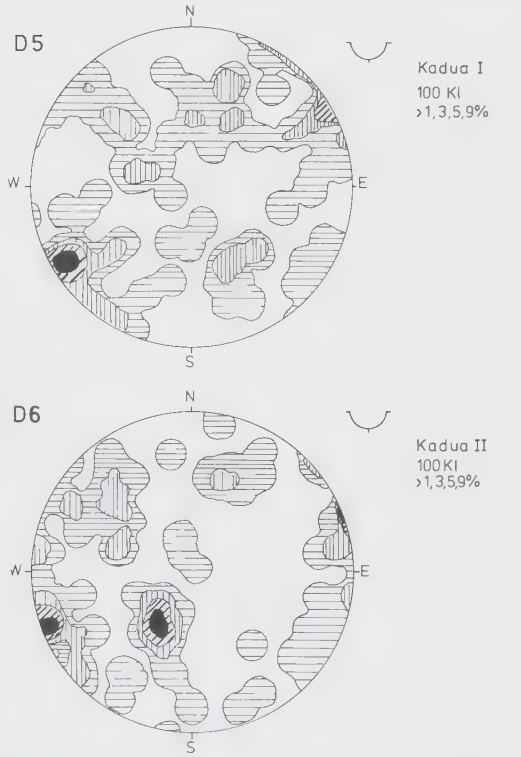
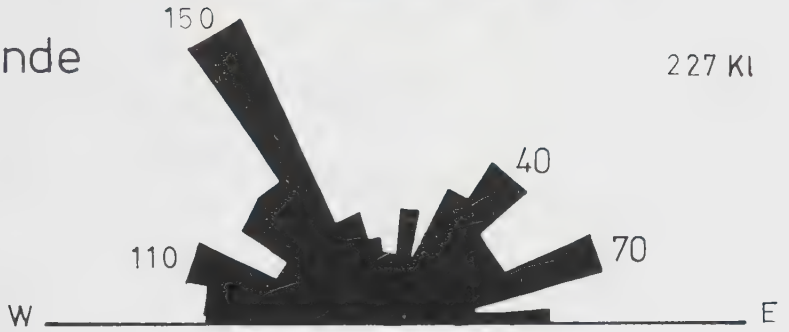


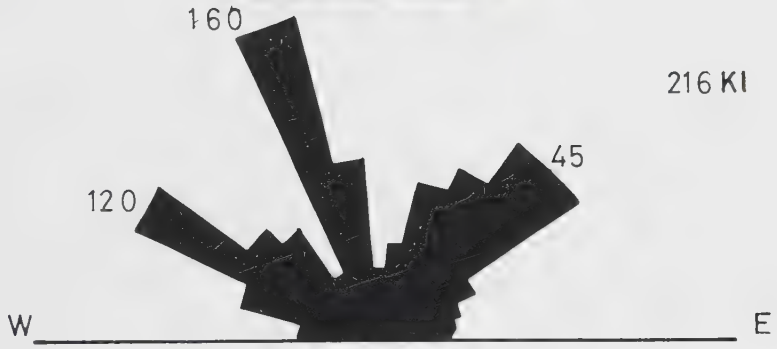
Abb. 39

Richtungsverteilung von Klüften in den Metamorphiten

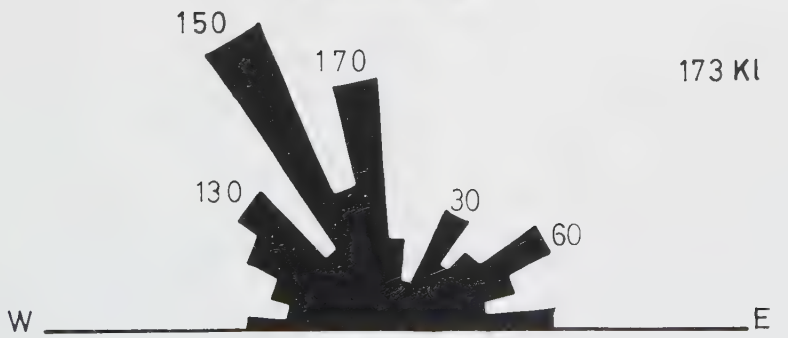
Luftbild — 210km Klüfte — Bereich: 9



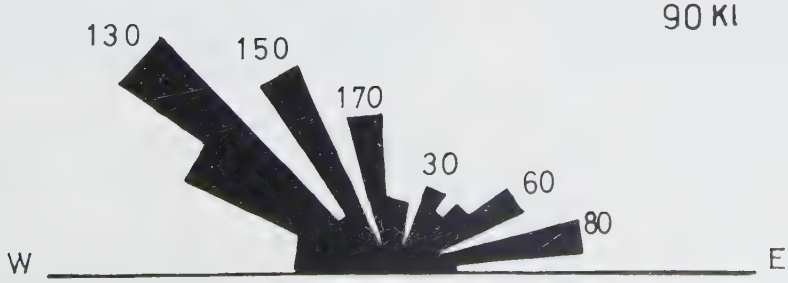
Gelände — 227 Kl — KADUA I



216 Kl — KADUA II



173 Kl — BARDAGUÉ



90 Kl — AROGOUD

Abb. 40

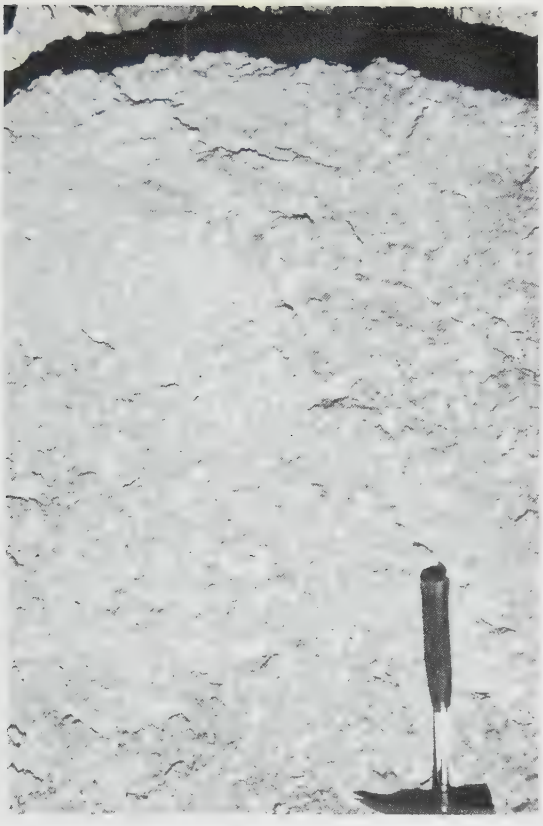


Abb. 41 Granit mit porphyrischem Gefüge; Kalifeldspäte bis zu 7 cm Durchmesser. W-Rand des Ofouni-Granits.

Abb. 42 Angewitterte Granitoberfläche. W-Rand des Ofouni-Granits.

Abb. 43 Granit-Apophyse in kontakt-metamorphen Arkosen mit Absaigerung der großen Kalifeldspäte. Beide Gesteine werden von einem jüngeren Aplitgang gequert. Ofouni-Granit.

Abb. 44 Aplitgang im Ofouni-Granit. Die Oberfläche des Ganges ist durch Wüstenlack dunkel gefärbt.

8. Zusammenfassung

Mit dieser photogeologischen Arbeit wird eine zusammenfassende Darstellung und geologische Beschreibung eines etwa 15 000 km² großen Gebietes am Nordrand des Tibesti-Gebirges gegeben.

100 Stereomodelle von Luftbildern im Maßstab 1 : 50 000 und 1 : 20 000 wurden mit einem Spiegelstereoskop ausgewertet.

Zur Paßpunktverdichtung kam die Methode der Radialschlitztriangulation zur Anwendung. Die Übertragung der morphologischen und geologischen Daten in das Paßpunktnetz geschah mit Hilfe des ZEISS-Stereotop, einem Stereokartiergerät 3. Ordnung. Die photogeologischen Ergebnisse wurden in vier Karten dargestellt.

Die Lockergesteine können in folgende morphologische Einheiten gegliedert werden: rezentes Flußbett mit Tonpfannen, Schwemmfächer und Pedimente, Terrassen, Dünen und Flugsandflächen.

Die Verbreitung der Festgesteine, ihre stratigraphische Stellung und ihre Lithologie wurde bereits von DALLONI (1934), VINCENT (1963), WACRENIER (1958) u. a. untersucht. Daher ist diese photogeologische Arbeit eine „vorkontrollierte Photointerpretation".

Im Arbeitsgebiet treten tertiäre Vulkanite, kretazische (?) Sandsteine, präkambrische Metamorphite und Granite auf. Die Vulkanite setzen sich aus Resten von Basaltdecken der „älteren, dunklen Formation" und aus einer Staukuppe der „älteren, hellen Formation" zusammen (VINCENT, 1963).

Die Sandsteine können photogeologisch in drei Gesteinseinheiten („G. E.") mit einheitlichem Erscheinungsbild untergliedert werden: G. E. Sa besteht aus massigen, G. E. Sb aus gut geschichteten hellen und G. E. Sc aus gut geschichteten dunklen Sandsteinen.

Die Metamorphite zeigen eine monotone Abfolge von kompakten Sandstein- und Arkosebänken und weicheren Schiefern: G. E. Ma.

Die Auswertung von sieben Entwässerungsbecken nach „HORTON's law of stream numbers" ergab, daß 70 % der Talsegmente von der Tektonik beeinflußt sind. 40 % der Segmente richten sich nach den von den Klüften und Lineamenten vorgezeichneten Richtungen, 30 % werden von Faltenstrukturen des Oberen Tibestien beeinflußt.

Die Granite unterscheiden sich untereinander stark durch ihre Morphologie. Das Granitmassiv Oakor bildet eine eingesandete Depression; der Granitstock Ofouni zeigt dagegen ein erhabenes Relief. Beide Granite werden von WACRENIER (1958) als Normalgranite beschrieben. Die unterschiedliche Morphologie der Granite wird dadurch erklärt, daß über dem Ofouni-Granit vulkanisches Gestein gelegen hat, das ihn vor den Einflüssen der Verwitterung schützte. Während der Ofouni-Granit im Luftbild von Gängen durchzogen wird, die sich im Gelände als Aplitgänge erwiesen, zeigt der Oakor-Granit keine Ganggefolgschaft.

Die tektonischen Untersuchungen befassen sich mit dem Faltenbau im Oberen Tibestien und der Bruchtektonik des Arbeitsgebietes.

Die Interpretation von Faltenstrukturen aus dem Luftbild erfolgte mit den Arbeitsmethoden der quantitativen geometrischen Tektonik. Die Scharnier- bzw. Knickfalten in den Gesteinen des Oberen Tibestien zeigen meist Spannweiten unter 500 m und lassen einen hohen Einengungsgrad erkennen. Der Aufrichtungswinkel der Faltenschenkel beträgt meist über 60 °. Im S des Granitmassivs Oakor schwenken die allgemein 40 °-streichenden Falten nach NNE um und schmiegen sich an den Granit an, um im N wieder in das Generalstreichen einzulenken. Im W des Granits werden sie, wie auch am Ofouni-Granit, abgeschnitten, was auf ein syn- bis posttektonisches Eindringen der Granite in bezug auf die Faltung schließen läßt.

Die intensive Bruchtektonik des Gebietes drückt sich in einer großen Zahl von Photolineationen aus. Diese geradlinig verlaufenden Elemente werden, solange sie keinen sichtbaren Versatz erkennen lassen, nach ihrer Länge in „Klüfte" bis 1,5 km Länge und in „Lineamente" größer als 1,5 km Länge untergliedert. Ist aber im Luftbild ein deutlicher Versatz an den Photolineationen zu erkennen, so wird unabhängig von der Länge von „Störungen" gesprochen. Die Störungen haben meist Abschiebungscharakter; horizontale (Blattverschiebung) und vertikale (Grabentektonik) Verschiebungen wurden beobachtet.

Die Richtungsverteilung der Lineamente zeigt deutlich drei Maxima um 40 °, 110 ° und 160 ° an.

Die unterschiedliche Klüftigkeit der Gesteine wird ausgedrückt durch den Klüftigkeitsindex K: Anzahl der Klüfte pro km². Den höchsten K-Index weisen die Sandsteine und Granite mit K = 40 auf.

Der Klüftigkeitsindex der Metamorphite liegt meist bei 10 bis 20. Die Analyse der Richtungsverteilung der Klüfte im Sandstein, in den Metamorphiten und den Graniten ergab zwei Hauptrichtungen von Photolineationen. Das ausgeprägte Maximum liegt mit breiter Streuung um 160 °; daneben tritt ein zweites, schärfer begrenztes Maximum bei 110 ° auf.

Die Störungen und ein großer Teil der Lineamente streichen 40 ° bis 60 °. Die Lineamente bilden ebenfalls bei 110 ° und 160 ° weitere starke Maxima aus.

Die Zuordnung der bruchtektonischen Elemente zur präkambrischen Faltung erscheint, mit einigem Vorbehalt, möglich. Die großen Störungen verlaufen ungefähr in ab-Richtung (40 °); dagegen treten ac-Klüfte nur untergeordnet auf. Die Hauptmaxima in 110 ° und 160 ° könnten als Scherkluftpaar der Faltung zugeordnet werden.

Der Einfluß der altpaläozoisch angelegten Tripoli-Tibesti-Schwelle konnte im Arbeitsgebiet nicht mit Sicherheit erkannt werden. Dagegen stehen die großen Störungen in engem Zusammenhang mit der Bildung der Tibesti-Syrte-Schwelle. Die dabei auftretenden Blattverschiebungen geben Anlaß, die Richtungsverteilung der Photolineationen mit Hilfe des „wrench-fault-system" nach MOODY und HILL (1956) zu erklären.

Die allgemein geforderte Überprüfung der photogeologischen Ergebnisse im Gelände ist, wie sich im Arbeitsgebiet zeigte, meist nur mit einem verhältnismäßig großen Zeitaufwand möglich. Im ariden Gebiet kann aber ein großer Teil der aus den Luftbildern gewonnenen geologischen Daten gleichwertig neben die der Geländearbeit gestellt werden, da sie durch direkte Beobachtungen und Messungen am anstehenden Gestein gewonnen wurden. Die im Luftbild an größeren Flächen oder langen Photolineationen vorgenommenen Messungen sind oft ungleich schneller und genauer vorzunehmen als im Gelände. Sie stehen daher gleichwertig neben den im Gelände erarbeiteten geologischen Ergebnissen und dienen als Grundlage für weitere Geländearbeiten.

9. Résumé

Ce travail photo-géologique présente une description résumée d'une région à peu près de 15 000 km² au nord du Tibesti (Sahara central).

L'auteur a travaillé au stéréoscope sur 100 modèles-stéréo de photos aériennes à l'échelle du 50 000e et 20 000e.

Le report des faits morphologiques et géologiques a été effectué avec un Zeiss-stéréotop de troisième ordre. Les résultats photo-géologiques furent reproduits sur quatre cartes.

Les sédiments meubles peuvent être répartis dans les unités suivantes: lit du fleuve récent avec dépressions argileuses; cônes de déjection et pédiments: terrasses; dunes et plaines de sable éolien.

L'extension des roches lapidifiées, leur stratigraphie et leur lithologie avait déjà été étudiées par DALLONI (1934), VINCENT (1963), WACRENIER (1958) etc. Aussi ce travail photo-géologique est-il une photo-interprétation pré-contrôlée.

On trouve dans la région étudiée des roches volcaniques tertiaires, des grès crétacés (?), des roches métamorphiques et des granites précambriens. Les vulcanites se composent de restes de couches de basaltes de „l'ancienne formation noire" et d'un dôme extrusif de „l'ancienne formation claire". VINCENT (1963).

Les grès se divisent „photo-géologiquement" en trois unités pétrologiques („G. E.") de roches à faciès uniformes: G. E. Sa consiste en grès massifs, G. E. Sb en grès clairs bien stratifiés et G. E. Sc en grès foncés bien stratifiés.

Les roches métamorphiques montrent une suite monotone de bancs de grès et d'arkoses compacts, avec des phyllades peu résistants: G. E. Ma.

L'étude de 7 bassins fluviaux d'après les lois de HORTON montre que 70 % des vallées sont influencées par la tectonique. 40 % des vallées sont dirigées d'après les directions prédominantes des fissures et des linéaments, 30 % son influencées par la structure des plis du Tibestien supérieur.

Les granites se distinguent nettement entre eux par leur morphologie. Le massif de granite d'Oakor forme une dépression ensablée; le granite d'Ofouni, en comparaison, correspond à un relief élevé. Les deux granites sont décrits par WACRENIER (1958) comme granites normaux. Leur morphologie différente est expliquée par des vulcanites, qui s'étant étendus par dessus le granite d'Ofouni, l'ont préservé de la décomposition. Tandis que le granite d'Ofouni est traversé par des couloirs, qui se montrent dans le terrain comme des défilés.

Les recherches d'ordre tectonique concernent la structure plissée du Tibestien supérieur et de la tectonique de fracture de l'ensemble de la région étudiée.

L'interprétation des structures plissées à partir des photos aériennes s'est effectuée par les méthodes de la tectonique géométrique quantitative. Les charnières ou changements brusques d'allure dans les roches du Tibestien supérieur montrent surtout des fentes en dessous de 500 m et l'angle entre les flancs du pli est en général de plus de 60 °. Au sud du massif d'Oakor les plis de direction générale de 40 ° se trouvent vers le NNE et se serrent contre le granite pour reprendre au nord leur direction générale. A l'Ouest du granite, c'elle ci est interrompue brusquement, comme aussi au granite d'Ofouni, ce qui veut dire que les granites sont syn- ou posttectoniques.

La tectonique intensivement dérangée de la région s'exprime dans un grand nombre de photo-linéations. Les alignements sont divisés, aussi longtemps qu'on ne distingue pas de changement visible, d'après leur largeur en tranchées de 1,5 km et en linéaments de 1,5 km. Quand il y a dans la photo-aérienne une modification nette des photo-linéations, l'auteur, indépendamment de la largeur, parle d'accidents. Les accidents ont le plus souvent le caractère de failles de gravité; des décrochements transversaux et des déplacements verticaux (fossés tectoniques) ont été observés.

La répartition des directions des linéaments montre nettement trois maxima vers 40 °, 110 ° et 160 °.

La fissuration différente des roches est désignée par l'index de fissuration K = nombre de tranchées par km². L'index K le plus élevé est présent dans les grès et les granites avec K = 40.

L'index de fissuration des roches métamorphiques est le plus souvent de 10 à 20. L'analyse de la distribution des fentes dans les grès, les roches métamorphiques et les granites montre deux directions principales de photo-linéations. Le maximum le plus significatif se situe avec un grand éparpillement vers 160 °. A côté, il y a un autre maximum très restreint vers 110 °.

Les accidents et une grande partie des linéaments ont des directions de 40 ° à 60 °. Les linéaments ont de même des maxima nets vers 110 ° et 160 °.

Une coordination entre les éléments tectoniques fracturés et le plissement précambrien, sous certaines réserves, semble possible. Les grands accidents se placent à peu près suivant la direction ab de 40 °; par contre, les fissures de type ac ne se présentent que de façon subordonnée. Les maxima principaux à 110 ° et 160 °, pourraient être raccordés au plissement comme une paire de directions de cisaillement.

L'influence du soulèvement du «Tripoli-Tibesti uplift» au Paléozoique ancien, dans la région étudiée, n'a pu être identifiée avec certitude. Par contre, les grands accidents sont en relation étroite avec le soulèvement Tibesti-Syrte. Les décrochements transversaux qui s'y présentent permettent d'expliquer la répartition des directions des photo-linéaments en faisant appel au «wrench-fault system» de MOODY et HILL (1956).

La verification, en général demandée, des résultats photo-géologiques sur le terrain, n'est possible le plus souvent, comme on le montre dans la région étudiée, qu'en y consacrant un temps assez considérable. Dans les régions arides, une grande partie des résultats photo-géologiques tirés des photos aériennes est comparable au travail sur le terrain, parce qu'ils sont obtenus par observation directe et mesurages sur les roches saines. Les mesurages faits sur photos aériennes sur les grandes surfaces ou sur les éléments linéaires étendus sont obtenus beaucoup plus vite et de manière plus exacte que sur le terrain. Ils sont de même valeur que les résultats géologiques obtenus sur le terrain et doivent servir comme base pour des travaux de terrain ultérieurs.

10. Summary

This photo-geological study presents a comprehensive geological description of an area of approximately 15 000 sq.km on the north slope of the Tibesti Mts.

100 stereopairs at the scale of 1 : 50 000 and 1 : 20 000 were examined with the aid of mirror-steroscopes.

The slotted-templet method was employed to obtain a denser network of control points. The morphological and geological data were transferred to the control layout with a Zeiss-stereotope, 3rd order stereoplotter. The photogeological results are shown in four maps.

Unconsolidated sediments are differentiated as modern river-beds with clay-pans, alluvial fans and pediments, terraces, dunes and drift sand sheets.

The lithology and stratigraphy of the consolidated rocks have already been described by DALLONI (1934), VINCENT (1963), WACRENIER (1958) et al. The present photogeologic study is therefore "pre-controlled".

The study area is built up by tertiary volcanic rocks, cretaceous (?) sandstones, precambrian metamorphic rocks and granites. The volcanic rocks appear as basalt sheets of the "older, darker formation" and a lava dome as part of an "older, light formation" (VINCENT, 1963).

The sandstones can be separated into three units (G. E. for Gesteinseinheiten): G. E. Sa consists of massive, G. E. Sb of well-bedded light, and G. E. Sc of well-bedded sandstones.

The metamorphic rocks show a monotonous sequence of compact sandstones and arkoses alternating with soft schists: G. E. Ma.

An analysis of seven drainage basins following HORTON's law of stream numbers showed that 70 % of the valley segments were influenced by tectonics. 40 % follow joints and lineaments, 30 % are influenced by fold structures of the Upper Tibestien.

The various granites display a strikingly different morphology. The granite massif of Oakor appears as a sand-covered depression, whereas the granite block of Ofouni rises above its surroundings. Both granites are described as normal granites by WACRENIER (1958). A now eroded basaltic cover on the Ofouni granite is believed to have protected the granite from erosion, thus explaining the morphological difference of the two granite areas. The Ofouni-granite is crossed by numerous veins, which were identified as applite in the field. The Oakor granite shows no dikes.

The tectonic studies deal with the fold structures of the Upper Tibestien and the faulting tectonics of the region.

The photogrammetric interpretation of the fold structures followed the methods of quantitative geometric tectonics.

The Scharnier- and Knickfalten in the rocks of the Upper Tibestien are 500 m wide on the average and highly compressed. The limbs are usually raised to move about 60 degrees. South of the granite massif of Oakor the folds, which normally strike at about 40 °, change direction toward NNE and follow the rim of the granite, only to assume the principal strike direction immediately north of it. They are cut off on the western side of the granite, which indicates a syn- or post-tectonic intrusion of the granite. The same is true for the Ofouni-granite.

The intense faulting tectonics of the area are expressed in a plurality of photo-lineations. These straight elements are described as joints, when they are below 1,5 km long, as lineaments, when they are longer, when there is no evidence of lateral displacement. When displacements are visible in the airphoto, the photo-lineations are described as disturbances regardless of length. Most of the disturbances are downthrow faults; there are occassional wrench faults and grabens.

The strike of the lineaments shows three maxima: at 40 °, 110 ° and 160 °.

The degree of jointing is expressed by the jointing index K: number of joints per sq.km. The highest K-index occurs in sandstones and granites with K =40.

The K-index of the metamorphic rocks lies between 10 and 20. An analysis of the directions of strike in sandstones, granites and metamorphic rocks revealed two principal directions of the photo-lineations. A strong maximum with a large scatter lies around 160 °; a second and more pronounced maximum lies at 110 °.

The disturbances and a large number of the lineaments strike between 40 ° and 60 °. Further strong maxima lie near 110 ° and 160 °.

A relation of the elements of faulting tectonics with the precambrien folding seems quite likely. The major disturbances all trend approximately in the ab-direction (40 °), whereas ac-joints are less important. The principal maxima of 110 ° and 160 ° are to be regarded: as shear joints developed simultaneously with the folding on the rocks.

The influence of the old-paleozoic Tripoli-Tibesti swell could not be recognized with any degree of certainty, but the major disturbances seem to be related to the formation of the Tibesti-Syrte-swell. The shear joints which were formed during this process allow an explanation for the strike of the photo-lineations after the "wrench-fault-system"-theory of MOODY and HILL (1956).

Generally the necessary ground check of photogeologic results in an area of this size tapes a large amount of time. In arid lands, however, a large number of the data obtained from the study of airphotos can be regarded as reliable as field work data, because all observations and measurements can be made on bare rock. Measuring of large surfaces or photolineations is done considerably faster and more exact than in the field. Therefore the results rank equal with those obtained through field work and form a solid base for further field studies.

11. Literatur

ALLUM, J. A. E. (1962): Photogeological interpretation of areas of regional metamorphism. — Photogramm. Eng., *28*, 3, 418-438, Menasha.

AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY (1960): Manual of photographic interpretation. — 868 S., Menasha (Banta).

ANDERSON, E. N. (1951): The dynamics of faulting. — 2. Ed., 206 S., Edinburgh (Oliver and Boyd).

AVERY, T. E. (1962): Interpretation of aerial photographs. — 2. Ed., 192 S., Minneapolis (Burgess).

BANDAT, H. F. v. (1962): Aerogeology. — 350 S., Houston (Gulf).

BANNERT, D. (1969): Geologie auf Satellitenbildern. — Naturw. Rdsch., *12*, 517-524, Stuttgart.

BERG, D. (1965): Die Klüfte im Paläozoikum und Mesozoikum von Luxemburg und der westlichen Eifel. Ihre Beziehungen zur allgemeinen Tektonik und ihr Einfluß auf das Gewässernetz. — Publ. Serv. géol. Luxembourg, *16*, 87 S., Luxemburg.

BIGELOW, G. F. (1963): Photographic interpretation keys - a reappraisal. — Photogramm. Eng., *29*, 6, 1042-1051, Menasha.

BILLINGS, M. P. (1954): Structural Geology. — 1-252, 421-489, Prentice Hall, Inc., New York.

BIROT, P. (1960): Le cycle d'érosion sous les différents climats. — Corso des Altos Estudios Geográficos, *1*, 137 S., Rio de Janeiro.

BIZARD, Ch.; BONNET, A.; FREULON, J.-M.; GERARD, G.; de LAPPARENT, A.-F.; LELUBRE, M.; VINCENT, P.; WACRENIER, Ph. (1955): La série géologique entre le Djado et le Tibesti (Sahara oriental). — C. R. Ac. Sc. *241*, 1320-1323, Paris.

BLANCHET, P. H. (1957): Development of fracture analysis as exploration method. — Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, *41*, 8, 1748-1759, Menasha.

BODECHTEL, J. (1964): Das Luftbild in der Geologie. — Naturw. und Medizin, *1*, 6, 22-39, Mannheim.

BODECHTEL, J. (1965): Die südlichen Osterseen bei Iffeldorf in Oberbayern. — Erdkunde, *19*, 2, 150-155, Bonn.

BODECHTEL, J. (1969): Photogeologisch-tektonische Untersuchungen in der südlichen Toskana und in Umbrien. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F., *136*, 36 S., München.

BODECHTEL, J.; SCHERREIKS, R. (1968): The tectonical serial interpretation of the Lorea-group in the eastern Lechtaler Alps, Austria. — ITC Publ., B *49*, 30 S., Delft.

BOWDEN, K. L.; WALLIS, J. R. (1964): Effect of stream-ordering technique on HORTON's law of drainage composition. — Geol. Soc. Bull., *75*, 8, 767-774, Burlington.

BREDDIN, H. (1956): Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., *106*, 227-305, Hannover.

BREDDIN, H. (1967): Quantitative Tektonik, 1. Teil, I. Einführung, II. Allgemeines über tektonische Verformung. — Geol. Mitt., *7*, 205-238, Aachen.

BREDDIN, H. (1968): Quantitative Tektonik, 2. Teil, III. Faltung. — Geol. Mitt., *7*, 333-436, Aachen.

BROWN, C. W. (1961): Comparison of joints, faults, and airphoto linears. — Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, *45*, 11, 1888-1892, Menasha.

BÜDEL, J. (1952): Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschung in Niederafrika. — Erdkd., *VI*, 101 bis 131, Bonn.

DALLONI, M. (1931): Constitution géologique du Tibesti: le substratum antécambrien. — C. R. Acid. Sci. *193*, 1025-1027, Paris.

DALLONI, M. (1934): Mission au Tibesti (1930-1931). — Acid. Sci. Inst. France Mem., *61*, 369 S., Paris.

DAVIS, C. K.; NEAL, J. T. (1963): Description and airphoto characteristics of desert landforms. — Photogramm. Eng., *29*, 4, 621-631, Menasha.

DEKER, H. (1955): Theorie und Praxis des Stereotops. — Bildmess. und Luftbildwesen, 1955, 2, 56-67, Berlin.

DESIO, A. (1939): Le nostre conoscenze geologiche sulla Libia sino al 1938. — Annali del Museo Libico di Storia Naturale, *1*, 13-54, Tripoli.

DESJARDINS, J. (1950): Structural contouring for the photogeologists. — Photogramm. Eng., *16*, 5, 784-796, Menasha.

DINU, J. (1912): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzerwald (Hardt). — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N. F., *11*, 238-299, Heidelberg.

EBERHARDT, P.; FERARA, G.; GLANGEAUD, L.; GRAVELLE, M.; TONGIORGI, E. (1963): Sur l'âge absolu des séries métamorphiques de l'Ahaggar occidental dans la région de Silet Tibehaouine. — C. R. Ac. Sc., *256*, 1126-1128, Paris.

ENGSTLER, B. (1913): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz in den östlichen Mittelvogesen. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N. F., *12*, 372-416, Heidelberg.

ERGENZINGER, P. J. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. — Die Erde, Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, *99*, 2, 176-183, Berlin.

FISCHER, W. A. (1962): Color aerial photography in geologic investigations. — Photogramm. Eng., *28*, 1, 133 bis 139, Menasha.

FROST, R. E. (1952): Discussion of photo recognition, analysis, and interpretation and photo keys. — Photogramm. Eng., *18*, 3, 502-505, Menasha.

FURON, R. (1958): Le Sahara. — 300 S., Paris (Payot).

FURON, R. (1960): Géologie de l'Afrique. — 400 S., Paris (Payot).

FÜRST, M. (1964): Die Oberkreide-Paleozän-Transgression im östlichen Fezzan (Libyen). — Geol. Rdsch., *54*, 1060 bis 1088, Stuttgart.

FÜRST, M. (1966): Bau und Entstehung der Serir Tibesti. — Z. f. Geomorph., N. F., *10*, 4, 387-418, Berlin.

FÜRST, M. (1968): Die Paleozän-Eozän-Transgression in Südlibyen. — Geol. Rdsch., *58*, 296-313, Stuttgart.

FURTAK, H. (1962): Die „Brechung" der Schiefrigkeit. — Geol. Mitt., *2*, 177-196, Aachen.

GERARD, G. (1958): Carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française au 1 : 2 000 000: Notice explicative. — 198 S., Paris (Gouvernement Géneral de l'A. E. F., Direction des Mines et de la Géologie).

GERARDS, J. F. (1962): Analyse photogéologique des structures plissées pré-cambriennes du Bas-Congo. — Intern. Arch. Photogramm., *14:* Transaction of the symposium on photo interpretation, 107-114, Delft (Waltman).

GERARDS, J. F.; LADMIRANT, H. E. (1962): Rapport sur l'application de la photogéologie „pré-controlée" en Afrique Centrale. — Intern. Arch. Photogramm., *14*, (Transact. Sympos. Photo Interpretation), 115-119, Delft.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. (1957): Le volcan de l'Emi Koussi, dans le Tibesti Oriental. — C. R. Acid. Sci., *245*, 2064-2067, Paris.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, P. (1957): Morphologie et dynamisme des grands volcans du Tibesti (Sahara du Tchad). — C. R. Soc. géol. Fr., p. 117, Paris.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, P. (1957 a): Le volcan du Toussidé dans le Tibesti Occidental. — C. R. Acad. Sci., *245*, 1815-1818, Paris.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, P. (1957 b): Succession et âge probable des formations volcaniques du Tibesti. — C. R. Acad. Sci., *245*, 2328-2331, Paris.

GHOSE, B.; PANDEY, S.; SINGH, S., und LAL, G. (1967): Quantitative geomorphology of the drainage basins in the Central Luni Basin in Western Rajasthan. — Z. Geomorph., N. F., *11*, 2, 146-160, Berlin.

GROVE, A. T. (1960): Geomorphology of the Tibesti Region with Special Reference to Western Tibesti. — Geogr. Journal, *126*, 1, 18-27, London.

HAGEN, T. (1948): The use of ground photogrammetry for large scale geological mapping. — Mitt. geodät. Inst. ETH Zürich *2*, 23 S., Zürich.

HAGEN, T. (1952): Das westliche Säntisgebirge photogeologisch gesehen und bearbeitet. — Mitt. geodät. Inst. ETH Zürich, *6*, 48 S., Zürich.

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. — Berliner Geogr. Abh., *5*, 17-22, Berlin.

HAMAN, P. J. (1961): Lineament analysis on aerial photographs. Exemplified in the North Sturgeon Lake area, Alberta. — W. Canad. Res. Publ., Ser. 2, *1*, 22 S., Calgary.

HEMPHILL, W. R. (1958): Small-scale photographs in photogeologic interpretation. — Photogramm. Eng. *24*, 4, 562-567, Menasha.

HENDERSON, G. (1960): Air-photo lineaments in Mpanda Area, Western Province, Tanganyika, Africa. — Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, *44*, 53-71, Menasha.

HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. — Die Erde, *94*, 2, 126-135, Berlin.

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). — Berliner Geogr. Abh. *5*, 7-10, Berlin.

HOLZER, H. F. (1958): Photogeologische Karte eines Teiles der Goldberggruppe (Hohe Tauern). Geologische Luftbildinterpretation I. — Jb. geol. Bundesanst., *101*, 1, 25-34, Wien.

HOLZER, H. F. (1958 a): Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe. Geologische Luftbildinterpretation II. — Jb. geol. Bundesanst., *101*, 2, 187-190, Wien.

HORTON, R. E. (1932): Drainage basin characteristics. — Amer. geophys. Union Trans., *13*, 350-361, Washington.

HORTON, R. E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. — Geol. Soc. Amer. Bull., *56*, 1, 275-370, Baltimore.

JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. — Berliner Geogr. Abh., *10*, 54 S., Berlin.

KAISER, K. H. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln *13*, 143-156, Köln.

KENNEDY, W. A. (1946): The Great Glen fault. — Geol. Soc. London quart. J., *102*, 1, 41-76, London.

KIENOW, S. (1942): Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge. — Fortschr. Geol. Paläont., *14*, 46, 1-239.

KLITZSCH, E. (1963): Geology of the North-East Flank of the Murzuk Basin (Djebel Ben Ghnema — Dor el Gussa Area). — Rev. de l'Inst. Franç. du Pétrole, *18*, 10/11, 97-113, Paris.

KLITZSCH, E. (1964): Zur Geologie am Ostrand des Murzukbeckens (Provinz Fezzan, Libyen). — Oberrhein. Geol. Abh., *13*, 51-73, Karlsruhe.

KLITZSCH, E .(1965): Die Gotlandium-Transgression in der Zentralsahara. — Z. Dtsch. Geol. Ges. *117*, 2 u. 3, 492 bis 501, Hannover.

KLITZSCH, E. (1965 a): Ein Profil aus dem Typusgebiet gotlandischer und devonischer Schichten der Zentralsahara (Westrand Murzukbecken, Libyen). — Erdöl u. Kohle, *18*, 8, 605-607, Hamburg.

KLITZSCH, E. (1965 b): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. — Max-Richter-Festschrift, 111 bis 125, Clausthal-Zellerfeld.

KLITZSCH, E. (1966 a): Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara (Herbst 1963). — Z. f. Geomorphol., N. F. *10*, 2, 161-168, Berlin.

KLITZSCH, E. (1966 b): Comments on the Geology of the Central Parts of Southern Libya and Northern Chad (etc.). — South-Central Libya and Northern Chad, Petroleum Exploration Society of Libya, 1-17, 19-32, 75 bis 87, Tripoli.

KLITZSCH, E. (1967): Der Basaltvulkanismus des Djebel Haroudj. — Geol. Rdsch., *57*, 2, 585-601, Stuttgart.

KLITZSCH, E. (1967 a): Bericht über eine Ost-West-Querung der Zentralsahara (Vom Djebel Auenat an der sudanesisch-libyschen Grenze zum Djebel Acacus an der libysch-algerischen Grenze). — Z. f. Geomorphol., N. F. *11*, 1, 62-92, Berlin.

KLITZSCH, E. (1967 b): Über den Grundwasserhaushalt der Sahara. — Afrika Spektrum *3*, 25-37, Hamburg.

KLITZSCH, E. (1968): Outline of the Geology of Libya. — Geology and Archaeology of Northern Cyrenaica, Petroleum Exploration Society of Libya, 71-78, Tripoli.

KLITZSCH, E. (1970): Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. — Geol. Rdsch., *59*, 2, 459-527, Stuttgart.

KRENKEL, E. (1957): Geologie und Bodenschätze Afrikas. — 597 S., Leipzig (Geest und Portig).

KRONBERG, P. (1964): Zur großräumigen Erzprospektion mit Methoden der Photogeologie, Aero-Geophysik und Geochemie. — Erzmetall, *17*, 8, 420-427, Stuttgart.

KRONBERG, P. (1967): Photogeologie. Eine Einführung in die geologische Luftbildauswertung. — Clausthaler tekton. H., *6*, 235 S., Clausthal-Zellerfeld.

KRONBERG, P. (1967 a): Zur Anwendung photogeologischer Methoden in Kristallin-Gebieten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *129*, 1, 105-112, Stuttgart.

LACROIX, A.; TILHO, J. (1919): Les volcans du Tibesti. C. R. Acad Sci., *168*, 1237-1243, Paris.

LATTMANN, L. H. (1958): Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. — Photogramm. Eng., *24*, 4, 568-576, Menasha.

LATTMANN, L. H.; NICKELSEN, R. P. (1958): Photogeologic fracture-trace mapping in Appalachian Plateau. — Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, *42*, 9, 2238-2245, Menasha.

LATTMANN, L. H.; RAY, R. G. (1965): Aerial photographs in field geology. — 221 S., New York (Holt, Rinehart und Winston).

LATTMANN, L. H.; SEGOVIA, A. V. (1961): Analysis of fracture pattern of Adak and Kagalska Islands, Alaska. — Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, *45*, 2, 249 bis 251, Menasha.

LELUBRE, M. (1946): Sur les séries antécambriennes au Tibesti septentrional. — C. R. Acad. Sci., *223*, 4, 429-431, Paris.

LELUBRE, M. (1953): Stratigraphy of the Pre-Cambrian of the Sahara. — Bull. Soc. géol. France, *3*, 7/8, 547-577, Paris.

LELUBRE, M. (1952): Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental. — Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2. série, 22, Algier.

LELUBRE, M. (1952 a): Aperçu sur la Géologie du Fezzan. — Bull. Serv. Carte géol. Algérie, Travaux récents des Collaborateurs, III, 109-148, Algier.

LIND, J. G. (1910): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz des Gebirges bei Heidelberg. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N. F., *11*, 7-43, Heidelberg.

LIST, F. K. (1968): Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — Geol. Rdsch., *58*, 1, 196-219, Stuttgart.

LIST, F. K. (1969): Quantitative Erfassung von Kluftnetz und Entwässerungsnetz aus dem Luftbild. — Bildmess. und Luftbildwesen, *37*, 4, 134-140, Karlsruhe.

LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad. — Geol. Rdsch., *59*, 1, 228-256, Stuttgart.

LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie. — 3. Aufl., 522 S., Berlin (De Gruyter).

LUEDER, D. R. (1959): Aerial photographic interpretation. — 462 S., New York (McGraw Hill).

MACHENS, E. (1968): Das Präkambrium von Afrika. — Präkambrium II, 414-551, Stuttgart (Enke).

MARCHESINI, E.; PISTOLESI, A.; BOLOGNINI, M. (1962): Fracture patterns of the natural steam area of Larderello, Italy, from airphotographs. — Intern. Arch. Photogramm., *14*, Transactions of the Symposium on Photo Interpretation, 524-532, Delft (Waltman).

MAXWELL, J. C. (1955): The bifurcation ration in HORTON's law (abstract). — Amer. geophys. Union Trans., *36*, 3, 520, Washington.

MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. Klimageomorphologie. — 181 S., Braunschweig (Westermann).

MELTON, F. A. (1959): Aerial photographs and structural geomorphology. — J. Geol., *67*, 4, 351-370, Chicago.

MELTON, M. A. (1958): Geometric properties of mature drainage systems and their representation in an E4 phase space. — J. Geol., *66*, 1, 35-56, Chicago.

MILLER, V. C.; MILLER, C. P. (1961): Photogeology. — 248 S., New York (McGraw Hill).

MONOD, Th. (1948): Reconnaissance du Dohone. — Mission scientifique du Fezzan, *6*, II. Teil, Inst. Rech. sahar., Alger.

MOODY, M. D.; HILL, M. J. (1956): Wrench-fault tectonics. — Geol. Soc. Amer. Bull., *67*, 9, 1207-1246, Baltimore.

MORISAWA, M. E. (1957): Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps. — Amer. geophys. Union Trans., *38*, 1, 86-88, Washington.

MORISAWA, M. E. (1962): Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian plateau. — Geol. Soc. Amer. Bull., *73*, 9, 1025-1046, Burlington.

MURAWSKI, H. (1964): Kluftnetz und Gewässernetz. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *1964*, 537-561, Stuttgart.

NACHTIGAL, G. (1879): Sahara und Sudan. Ergebnisse sechsjähriger Reisen in Afrika. — 3 Bde., 748, 790 und 548 S., Leipzig.

OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. — Berliner Geogr. Abh., *5*, 27-37, Berlin.

PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. — Berliner Geogr. Abh. *4*, 35 S., Berlin.

PACHUR, H.-J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. — Berliner Geogr. Abh., *5*, 23-26, Berlin.

PETROLEUM EXPLORATION SOCIETY OF LIBYA (1963): Field Trip Guidebook of the Excursion to Aouinet Ouenine. — Petroleum Exploration Society of Libya, 15 S., Tripoli.

PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary rocks. — 718 S., New York.

PHILLIPS, J. (1844): On certain movements in the parts of stratified Rocks. — Report of the thirteenth meeting of the British Assoc. for the advancment of Science. Cork, 1843. Notices and abstracts of miscellaneous communications to the sections. 1844, s. 60.

PILLEWIZER, W. (1937): Tektonik und Talverlauf im Kristallingebiet der Raabklamm (Steiermark). — Z. Geomorph., *10*, 69-86, Leipzig.

PILLMORE, C. L. (1957): Application of high-order stereoscopic plotting instruments to photogeologic studies. — U. S. geol. Surv. Bull., *1043-B*, 23-34, Washington.

PÖHLMANN, G. (1965/66): Unveröffentlichte Manuskripte: 1 - Der Bardagué, Gesamtprofil, Längenmaßstab 1 : 1 Mill., Höhenmaßstab 1 : 10 000, Berlin. 2 - Bardagué, 1 : 200 000, Bardai. 3 - Bardagué, Längenprofil 1 : 20 000, Höhen 1 : 200 (= 100fach), Bardai. 4 - Querprofil Bardagué km 5,250; Längenmaßstab 1 : 2 000, Höhenmaßstab 1 : 400, Bardai, Berlin.

POMEYROL, R. (1968): „Nubian Sandstone". — AAPG Bull., *52*, 4, 589-600, Tulsa.

RAY, R. G. (1958): Scale and instrument relationship in photogeologic study. — Photogramm. Eng., *24*, 4, 577 bis 584, Menasha.

RAY, R. G. (1960): Aerial photographs in geologic interpretation and mapping. — U. S. Geol. Survey Prof. Pap., *373*, 230 S., Washington.

RENNER, J. G. A. (1968): The structural significance of lineaments in the Eastern Monsech Area, Province of Lerida, Spain. — ITC Publ., B *45*, 27 S. Delft.

RÖHRER, F. (1916): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau. I. Teil. Die gemeinen Klüfte und Harnische. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. *6*, 8-35, Karlsruhe.

RÖHRER, F. (1922): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau. II. Teil. Bemerkungen zur Tektonik Südwestdeutschlands. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. *11*, 36-66, Tübingen.

ROSCOE, J. H. (1955): Introduction of photo interpretation keys. — Photogramm. Eng., *21*, 5, 703-704, Menasha.

RUELLAN, F. (1967): Photogrammétrie et interprétation de photographies stéréoscopiques terrestres et aériennes. Fasc. 1: Initiation. — 121 S., Paris (Masson).

SABET, A. H. (1962): An example of photo interpretation of crystalline rocks. — ITC Publ., B, *14/15*, 34 S., Delft.

SADACCA, R. (1963): Human factors in image interpretation. — Photogramm. Eng., *29*, 6, 978-988, Menasha.

SARROT-REYNAULD, J. (1962): Application de l'étude des photographies aériennes à la tectonique des Zones Externes des Alpes Françaises. — Intern Arch. Photogramm., *14*, (Trans. Sympos. Photo Interpretation), 78 bis 86, Delft.

SCHMIDT-THOME, P. (1953): Klufttektonische Beobachtungen in den Bayrischen Alpen. — Geologica Bavaria, *17*, 5-16, München.

SCHMIDT-THOME, P. (1960): Zur Geologie und Morphologie des Ifengebirgsstockes (Allgäu). — Erdkunde, *14*, 3, 181-195, Bonn.

SCHOLZ, H. (1967): Baumbestand, Vegetationsgliederung und Klima des Tibesti-Gebirges. — Berliner Geogr. Abh., *5*, 11-17, Berlin.

SCHUMM, S. A. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. — Geol. Soc. Amer. Bull., *67*, 5, 597-646, Baltimore.

SHARPE, D. (1847): On slaty cleavage. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, *3*, 74-105, London.

SHREVE, R. L. (1966): Statistical law of stream numbers. — J. Geol., *74*, 1, 17-37, Chicago.

SPRADLEY, L. H. (1963): Significant measurement in the lunar photograph. — Photogramm. Eng., *29*, 6, 941 bis 946, Menasha.

STRAHLER, A. N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. — Geol. Soc. Amer. Bull., *63*, 11, 1117-1142, Baltimore.

STRAHLER, A. N. (1953): Revisions of Horton's quantitative factors in erosional terrain (abstract). — Amer. geophys. Union Trans., *1953*, 2, 345, Washington.

STRAHLER, A. N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. — Amer. geophys. Union Trans., *38*, 6, 913-920, Washington.

STRAHLER, A. N. (1958): Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. — Geol. Soc. Amer. Bull., *69*, 3, 279-300, Baltimore.

SUMERSON, C. H. (1954): A philosophy for photo interpreters. — Photogramm. Eng., *20*, 3, 396-397, Menasha.

TATOR, B. A. (1958): The aerial photograph and applied geomorphology. — Photogramm. Eng., *24*, 4, 549-561, Menasha.

TATOR, B. A. (1966): Photo interpretation in geology. — In: American Society of Photogrammetry: Manual of photographic interpretation, 868 S., Menasha (Banta).

TEICHERT, C. (1927): Die Klufttektonik der cambro-silurischen Schichtentafel Estlands. — Geol. Rdsch., *18*, 214-263, Berlin.

THORP, M. B. (1967): Closed basins in Younger Granite massifs, Northern Nigeria. — Z. Geomorph., N. F. *11*, 4, 459-480, Berlin.

TILHO, J. (1920): The exploration of Tibesti, Erdi, Borkou, and Ennedi in 1912-1917. — The Geogr. Journal, *56*, London.

TOMLINSON, R. F.; BROWN, W. G. E. (1962): The use of vegetation analysis in the photointerpretation of surface material. — Photogramm. Eng., *28*, 4, 584-592, Menasha.

UNESCO (1968): Carte tectonique internationale de l'Afrique. — 1 : 5 Mill., Paris (Institut Géographique National).

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. — Berliner Geogr. Abh., *5*, 51-65, Berlin.

VINCENT, P. M. (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. — Mém. Bur. Rech. Géol. Min., *23*, 307 S., Paris.

VINK, A. P. A. (1964): Some thoughts on photo-interpretation. — ITC Publ., Ser. B., *25*, 23 S., Delft.

VINK, A. P. A.; VERSTAPPEN, H. Th.; BOON, D. A. (1965): Some methodological problems in interpretation of aerial photographs for natural resources surveys. — ITC Publ., Ser. B. *32*, 23 S., Delft.

VÖLGER, K. (1953): Fortschritte der Photogeologie. Von der Interpretation zur Messung. — Erdöl und Kohle, *6*, 6, 309-313, Hamburg.

VOLL, G. (1953): Zur Mechanik der Molasseverformung. — Geologica Bavarica, *17*, 135-143, München.

WACRENIER, P. (1958): Notice explicative de la carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. — Dir. Min. Géol., 24 S., Brazzaville.

WACRENIER, P. (1956): Aperçu sur l'Antécambrien du Tibesti (Afrique Equatoriale Française). — 20. intern. geol. Congr., Assoc. Serv. geol. Africanos, 281-288, Mexico.

WACRENIER, P. (1959): Borkou, Ennedi, Tibesti. — Bull. Dir. Min. Géol. Braz., *12*, 63-70, Brazzaville.

WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. — 237 S., (Springer), Berlin.

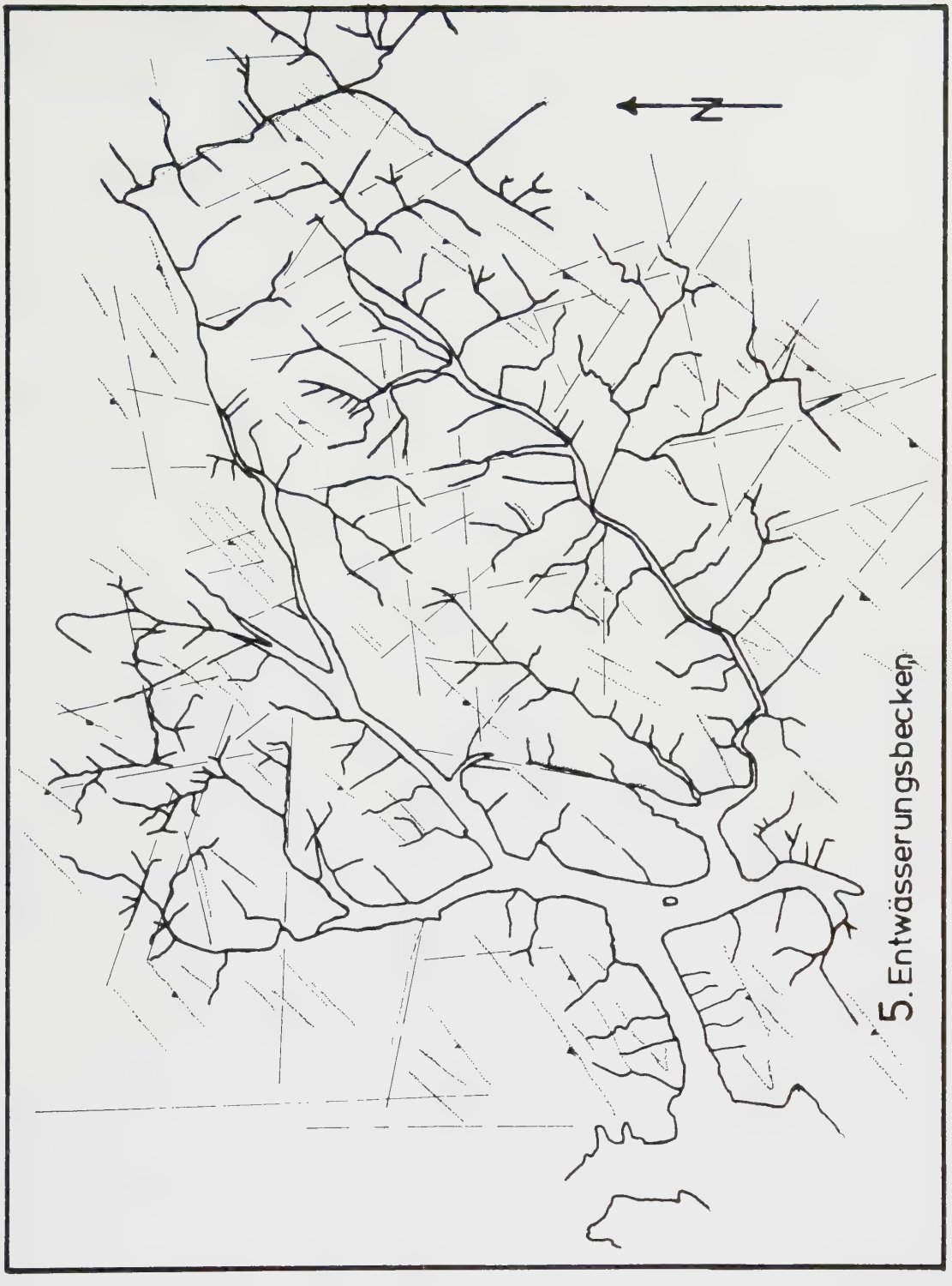


Abb. 45

Abb. 46

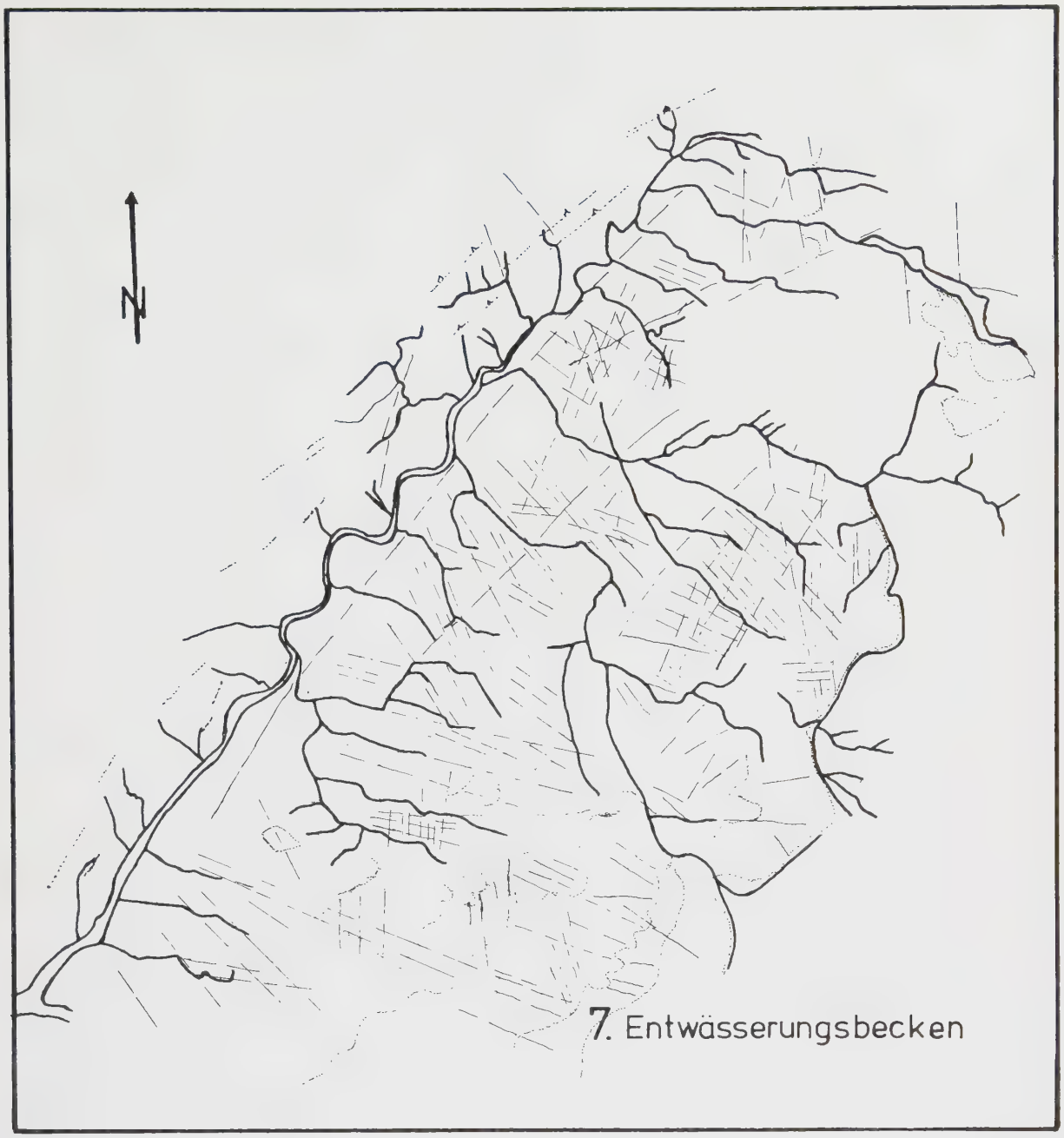


Abb. 47

Verzeichnis

der bisher erschienenen Aufsätze (A), Mitteilungen (M) und Monographien (Mo)
aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

BÖTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 7-21, 5 Abb., 9 Fig., 1 Karte. Berlin. (A)

BÖTTCHER, U.; ERGENZINGER, P.-J.; JAECKEL, S. H. (†) und KAISER, K. (1972): Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 16, Heft 2, S. 182-234. 4 Fig., 4 Tab., 3 Mollusken-Tafeln, 15 Photos. Stuttgart. (A)

BRUSCHEK, G. J. (1972): Vulkanische Bauformen im zentralen Tibesti-Gebirge, Soborom—Souradom—Tarso Voon, und die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 37-58. Berlin. (A)

BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Nordabdachung des Tibestigebirges (République du Tchad). Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 113-123. Berlin. (A)

BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen zur Pedimententwicklung im Tibesti-Gebirge (République du Tchad). Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 21-38. Stuttgart. (A)

ERGENZINGER, P. (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron (Tibesti). In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 89-94. Tripoli. (A)

ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Informationen aus Kultur und Wirtschaft. Deutsch-tschadische Gesellschaft (KW) 8/67. Bonn. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 12, S. 98-104. Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. Die Erde, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jg. 99, S. 176-183. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 412-427. Wiesbaden. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Die Siedlungen des mittleren Fezzan (Libyen). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 59-82, Tab., Fig., Karten. Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1972): Reliefentwicklung an der Schichtstufe des Massiv d'Abo (Nordwesttibesti). Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 93-112. Stuttgart. (A)

GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara). Acta Praehistorica et Archaeologica, Bd. 1, S. 1-28, 31 Fig. Berlin. (A)

GABRIEL, B. (1972): Neuere Ergebnisse der Vorgeschichtsforschung in der östlichen Zentralsahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 181-186. Berlin. (A)

GABRIEL, B. (1972): Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Direnao (Tibesti, östliche Zentralsahara). Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 113-128. 4 Fig., 4 Photos. Stuttgart. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Inondations de l'ouadi de Bardagé en 1968. Bulletin de la Société Serbe de Géographie, T. XLIX, No. 2, p. 21-37. Belgrad (In Serbisch). (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Lufttemperatur. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 47-48. Berlin. (M)

GAVRILOVIC, D. (1969): Les cavernes de la montagne de Tibesti. Bulletin de la Société Serbe de Géographie, T. XLIX, No. 1, p. 21-31. 10 Fig. Belgrad. (In Serbisch mit ausführlichem franz. Résumé.) (A)

GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rép. du Tchad). Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 14, Heft 2, S. 202-218, 1 Fig., 8 Abb., 5 Tabellen. Stuttgart. (A)

GRUNERT, J. (1972): Die jungpleistozänen und holozänen Flußterrassen des oberen Enneri Yebbigué im zentralen Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad) und ihre klimatische Deutung. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 124-137. Berlin. (A)

GRUNERT, J. (1972): Zum Problem der Schluchtbildung im Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad). Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 144-155. Stuttgart. (A)

HAGEDORN, H. (1965): Forschungen des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge. Die Erde, Jg. 96, Heft 1, S. 47-48. Berlin. (M)

HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 53-58. Tripoli. (A)

HAGEDORN, H. (1966): The Tibu People of the Tibesti Moutains. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 59-64. Tripoli. (A)

HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde, Jg. 97, Heft 4, S. 268-288. Berlin. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 17-22, 1 Fig., 5 Abb. Berlin. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Siedlungsgeographie des Sahara-Raums. Afrika-Spectrum, H. 3, S. 48 bis 59. Hamburg. (A)

HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. Erdkunde, Bd. 22, H. 4, S. 257-269. Mit 4 Luftbildern, 3 Bildern und 5 Abb. Bonn. (A)

HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 401-411, 3 Karten, 2 Abb. Wiesbaden. (A)

HAGEDORN, H. (1970): Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). Eiszeitalter und Gegenwart, Jg. 21.

HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. Habilitationsschrift an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 11, 251 S. (Mo)

HAGEDORN, H.; JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tchad). Bull. Ass. sénég. Quatern. Ouest afr., no. 23, novembre 1969, p. 25-41. Dakar. (A)

HAGEDORN, H.; PACHUR, H.-J. (1971): Observations on Climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Landforms in South Central Libya. In: Symposium on the Geology of Libya, Faculty of Science, University of Libya, p. 387-400. 14. Fig. Tripoli. (A)

HECKENDORFF, W. D. (1972): Zum Klima des Tibestigebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 145-164. Berlin. (A)

HERRMANN, B.; GABRIEL, B. (1972): Untersuchungen an vorgeschichtlichem Skelettmaterial aus dem Tibestigebirge (Sahara). Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 165-180. Berlin. (A)

HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, Jg. 94, Heft 2, S. 126-135. Berlin. (M)

HÖVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph. NF, Bd. 9, S. 131. Berlin. (M)

HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Les congrés et colloques de l'Université de Liège, Vol. 40. L'évolution des versants, S. 139-156. Liège. (A)

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 7-10. Berlin. (A)

HÖVERMANN, J. (1971): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Manuskript, Poser Festschrift 1972. Im Druck.

HÖVERMANN, J. (1972): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Göttinger Geogr. Abh., Heft 60 (Hans-Poser-Festschr.), S. 261-283. 4 Abb. Göttingen. (A)

INDERMÜHLE, D. (1972): Mikroklimatische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge (Sahara). Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 121-142. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 39-49, 7 Profile, 4 Abb. Berlin. (A)

JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Berliner Geogr. Abh., Heft 10, 52 S. Berlin. (Mo)

JÄKEL, D.; SCHULZ, E. (1972): Spezielle Untersuchungen an der Mittelterrasse im Enneri Tabi, Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 129-143. Stuttgart. (A)

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche in verschiedenen Maßstäben. Kartographische Nachrichten, Jg. 19, H. 4, S. 145-151. Gütersloh (A)

JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 41-46, 3 Fig., 3 Abb. Berlin. (A)

JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 9, 36 S. Berlin. (Mo)

JANNSEN, G. (1972): Periglazialerscheinungen in Trockengebieten — ein vielschichtiges Problem. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 167-176. Stuttgart. (A)

KAISER, K. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft), Heft 13, S. 143-156, 1 Fig., 7 Abb. Köln. (A)

KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer" Oberflächenformung und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. Abh. d. 1. Geogr. Inst. d. FU Berlin, Neue Folge, Bd. 13, S. 147-188, 15 Photos, 4 Fig., Dietrich Reimer, Berlin. (A)

KAISER, K. (1971): Beobachtungen über Fließmarken an leeseitigen Barchan-Hängen. Kölner Geogr. Arb. (Festschrift für K. KAYSER), 2 Photos, S. 65-71. Köln. (A)

KAISER, K. (1972): Der känozoische Vulkanismus im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 7-36. Berlin. (A)

KAISER, K. (1972): Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche in der zentralen Sahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 59—92. Berlin. (A)

LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad. Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, S. 228-256, 10 Abb., 2 Tabellen. Stuttgart. (A)

LIST, F. K.; HELMCKE, D. (1970): Photogeologische Untersuchungen über lithologische und tektonische Kontrolle von Entwässerungssystemen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara, Tschad). Bildmessung und Luftbildwesen, Heft 5, 1970, S. 273-278. Karlsruhe.

MESSERLI, B. (1970): Tibesti — zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbild-Interpretation. Jahresbericht d. Geogr. Ges. von Bern, Bd. 49, Jg. 1967-69. Bern. (A)

MESSERLI, B. (1972): Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 23-86. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

MESSERLI, B. (1972): Grundlagen [der Hochgebirgsforschung im Tibesti]. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 7-22. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D. (1968): Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1968, S. 139-142. Zürich. (M)

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D.; ZURBUCHEN, M. (1970): Emi Koussi — Tibesti. Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 138 bis 144. Berlin. (A)

MOLLE, H. G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 23-31, 5 Fig. Berlin. (A)

MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 13. Berlin. (Mo)

OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 27-37, 5 Abh., 1 Karte. Berlin. (A)

OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S. Berlin. (Mo)

PACHUR, H. J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 23-25. Berlin. (A)

PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). Die Erde, Jg. 101, H. 1, S. 41-54, 5 Fig., 6 Bilder, de Gruyter, Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Eine Karte der Oase Bardai im Maßstab 1 : 4000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 33-36, 1 Karte. Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Kartenprobe Bardai 1 : 25 000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 36-39, 2 Abb., 1 Karte. Berlin. (A)

ROLAND, N. W. (1971): Zur Altersfrage des Sandsteines bei Bardai (Tibesti, Rép. du Tchad). 4 Abb. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 496-506. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 183 bis 202. Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 203 bis 204. Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassiceae, Vellinae). Willdenowia, 4/2, S. 205-207. Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1971): Einige botanische Ergebnisse einer Forschungsreise in die libysche Sahara (April 1970). Willdenowia, 6/2, S. 341-369. Berlin. (A)

STOCK, P. (1972): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, Tchad. Berliner Geogr. Abh., Heft 14. Berlin. (Mo)

STOCK, P.; PÖHLMANN, G. (1969): Ofouni 1 : 50 000. Geologisch-morphologische Luftbildinterpretation. Selbstverlag G. Pöhlmann, Berlin.

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 51-65, 6 Tabellen, 3 Abb. Berlin. (A)

ZURBUCHEN, M.; MESSERLI, B. und INDERMÜHLE, D. (1972): Emi Koussi — eine Topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 161-179. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

Unveröffentlichte bzw. im Druck befindliche Arbeiten:

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin.

BRIEM, E. (1971): Beobachtungen zur Talgenese im westlichen Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript.

BRUSCHEK, G. (1969): Die rezenten vulkanischen Erscheinungen in Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad, 27 S. und Abb. (Les Phénomenes volcaniques récentes à Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad.) Ohne Abb. Manuskript. Berlin/Fort Lamy.

BRUSCHEK, G. (1970): Geologisch-vulkanologische Untersuchungen im Bereich des Tarso Voon im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). Diplom-Arbeit an der FU Berlin. 189 S., zahlr. Abb. Berlin.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin.

BUSCHE, D. (1972): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. Unveröff. Diss. am FB 24 der FU Berlin. 208 S.

ERGENZINGER, P. (1971): Das südliche Vorland des Tibesti. Beiträge zur Geomorphologie der südlichen zentralen Sahara. Habilitationsschrift an der FU Berlin vom 28. 2. 1971. Manuskript 173 S., zahlr. Abb., Diagramme, 1 Karte (4 Blätter). Berlin.

GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Direnao. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. Diplom-Arbeit am II. Geogr. Inst. d. FU Berlin. 93 S. Berlin.

GABRIEL, B. (1972): Von der Routenaufnahme zum Gemini-Photo. — Die Tibestiforschung seit Gustav Nachtigal. Mit 5 Abb., 8 Karten und ausführlicher Bibliographie. Ca. 60 S., im Druck: Kartographische Miniaturen Nr. 5. Kiepert KG, Berlin.

GABRIEL, B. (1972): Zur Situation der Vorgeschichtsforschung im Tibestigebirge. In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): Paleoecology of Africa (im Druck). (A)

GABRIEL, B. (1972): Zur Vorzeitfauna des Tibestigebirges. In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): Paleoecology of Africa (im Druck). (A)

GEYH, M. A.; JÄKEL, D. (1972): Die spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte Nordafrikas auf Grund zugänglicher 14-C-Daten (in Vorbereitung).

GRUNERT, J. (1970): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen. — Eine Auswertung eigener Feldarbeiten im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit im Rahmen der 1. (wiss.) Staatsprüfung für das Amt des Studienrats. Manuskript am II. Geogr. Institut der FU Berlin (127 S., Anlage: eine Kartierung im Maßstab 1 : 25 000).

HABERLAND, W. (1970): Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten sowie einige Kleinformen der Verwitterung entlang eines Profils von Misratah (an der libyschen Küste) nach Kanaya (am Nordrand des Erg de Bilma). Diplom-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript, 60 S.

HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Labor der Freien Universität Berlin, 217 S. Berlin.

HECKENDORFF, W. D. (1972): Zum Klima des Tibesti-Gebirges. In: H. SCHIFFERS (Hrsg.): Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. III, Weltforum-Vlg., München. Im Druck.

HECKENDORFF, W. D. (1972): Eine Wolkenstraße im Tibesti-Gebirge. In: H. SCHIFFERS (Hrsg.): Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. III, Weltforum-Vlg., München. Im Druck.

INDERMÜHLE, D. (1969): Mikroklimatologische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arb. am Geogr. Institut d. Universität Bern.

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche auf der Grundlage von Luftbildern und Geländestudien im Schieferbereich des Tibesti-Gebirges. Dipl.-Arbeit am Lehrstuhl f. Kartographie d. FU Berlin. Manuskript, 38 S.

KAISER, K. (1972): Das Tibesti-Gebirge in der zentralen Ostsahara und seine Rahmenbereiche. Geologie und Naturlandschaft. — In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. III, 140 Manuskript-Seiten, 1 Karte und 1 Tab. je als Falttafel, 3 Karten und 9 Profile als Text-Fig., 40 Photos auf 6 Photo-Tafeln, Autoren-, Orts- und Sachregister, Weltforum-Verlag, München. Im Druck.

KAISER, K. (1972): Die Gonoa-Talungen im Tibesti-Gebirge der zentralen Ostsahara. Über Talformungsprozesse in einem Wüstengebirge. Ca. 50 S. Mskr., 1 Karte, 14 Fig., 12 Photos, 2 Tab. In Vorbereitung.

PACHUR, H. J. (1970): Zur spätpleistozänen und frühholozänen geomorphologischen Formung auf der Nordabdachung des Tibestigebirges. Im Druck.

PACHUR, H. J. (1972): Geomorphologische Untersuchungen in der Serir Tibesti. Habil.-Schrift am Fachbereich 24, Geowissenschaften, der FU Berlin.

SCHULZ, E. (1970): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge und dessen Vorland. Manuskript am Geomorph. Labor d. FU Berlin.

SCHULZ, E. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen pleistozäner und holozäner Sedimente des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara). In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): Paleoecology of Africa (im Druck). (A)

STRUNK-LICHTENBERG, G.; OKRUSCH, M. und GABRIEL, B. (1972): Prähistorische Keramik aus dem Tibesti (Sahara). Physikalische und petrographische Untersuchungen. Vortrag auf der 50. Jahrestagung der Deutschen Mineralog. Gesellschaft, Karlsruhe. Zur Veröff. in: Zeitschr. der Deutschen Keramischen Gesellschaft.

TETZLAFF, M. (1968): Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und in Bardai (Tibesti). Dipl.-Arbeit am Institut f. Meteorologie d. FU Berlin.

VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. — Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geom. Labor der Freien Universität Berlin.

Arbeiten, in denen Untersuchungen aus der Forschungsstation Bardai in größerem Umfang verwandt worden sind:

KALLENBACH, H. (1972): Petrographie ausgewählter quartärer Lockersedimente und eisenreicher Krusten der libyschen Sahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 93-112. Berlin. (A)

KLAER, W. (1970): Formen der Granitverwitterung im ganzjährig ariden Gebiet der östlichen Sahara (Tibesti). Tübinger Geogr. Stud., Bd. 34 (Wilhelmy-Festschr.), S. 71-78. Tübingen. (A)

PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4, 35 S. Berlin.

REESE, D. (1972): Zur Petrographie vulkanischer Gesteine des Tibesti-Massivs (Sahara). Dipl.-Arbeit am Geol.-Mineral. Inst. d. Univ. Köln, 143 S.

SCHINDLER, P.; MESSERLI, B. (1972): Das Wasser der Tibesti-Region. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 143-152. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

SIEGENTHALER, U.; SCHOTTERER, U.; OESCHGER, H. und MESSERLI, B. (1972): Tritiummessungen an Wasserproben aus der Tibesti-Region. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 153-159. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R. A. (1970): Orbital Photography and the Geosciences — a geomorphological example from the Central Sahara. Geoforum 2, p. 33-47, 8 Fig. (A)

WINIGER, M. (1972): Die Bewölkungsverhältnisse der zentral-saharischen Gebirge aus Wettersatellitenbildern. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 87-120. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

WITTE, J. (1970): Untersuchungen zur Tropenakklimatisation (Orthostatische Kreislaufregulation, Wasserhaushalt und Magensäureproduktion in den trocken-heißen Tropen). Med. Diss., Hamburg 1970. Bönecke-Druck, Clausthal-Zellerfeld, 52 S. (Mo)

ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. Mit 34 Abb., 121 Taf. und 6 Karten, 164 S. Steiner, Wiesbaden.

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen.
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 2: ERGENZINGER, Peter
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.
(1966). 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
I Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen
in den Ländern der russischen Kosakenheere.
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 7: SCHULZ, Georg
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung
der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

Heft 8: Arbeitsbericht aus der Forschungsstation Baradai/Tibesti.
II Feldarbeiten 1965/66.
(1969). 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 9: JANNSEN, Gert
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).
(1970). 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 10: JÄKEL, Dieter
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges
(zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971), 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile),
60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 11: MÜLLER, Konrad
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften
Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone.
(1971). 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Figuren, zahlreiche Tabellen.
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 12: OBENAUF, K. Peter
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko
im nordwestlichen Tibesti.
Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971). 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 13: MOLLE, Hans-Georg
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen
im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971). 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin